ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. IV, No. 3 — WARSZAWA 1954 — PARS GEOLOGICA

ADAM TOKARSKI

Wgłębna tektonika fliszu cieszyńskiego

WSTĘP

Nowoczesna intensywna akcja wiertnicza w Karpatach fliszowych i bieżące zestawianie jej wyników prowadzą do szybkiego rozpoznania niewykrytych dotychczas prawideł ich budowy. Przebieg tego rozpoznania jest następujący: opierając się na istniejącym stanie wiedzy o Karpatach zakładamy i opracowujemy wiercenie, które wbudowujemy w poznaną na powierzchni strukturę lokalną i regionalną. Na odwrót, opracowanie wierceń na tle struktury dostarcza nam szeregu faktów, które wykraczając poza bieżące syntezy, zmieniają je i rozwijają. Na innym miejscu (17) starałem się tezę tę udowodnić na przykładzie wgłębnych stosunków czołowej partii jednostki magurskiej, splecionej tektonicznie z jednostką dukielsko-michowską. W obecnej pracy przedstawiam zbadany przeze mnie ostatnio wgłębny przekrój Karpat cieszyńskich oraz wnioski, jakie mi się nasunęły w czasie opracowywania go i analizy.

Wyrażam serdeczne podziękowanie wszystkim tym Kolegom, których informacje ułatwiły mi sformułowanie przedstawionych niżej poglądów. Są to geologowie czeskosłowaccy: Besl, M. Dlabač, H. Homola, M. Kolesik, Kozell i Menčik oraz geologowie i paleontologowie polscy: T. Bocheński, F. Huss, Zb. Kirchner, K. Konior, W. Krach, J. Stemulak i J. Tokarski. Dziękuję wreszcie mgr. H. Kozikowskiemu za pomoc techniczną w zestawieniu materiału graficznego, a także technikowi geologicznemu Z. Mnichowi za sumienny nadzór nad zbieraniem i przechowywaniem materiału rdzeniowego i płuczkowego obu szczegółowo tu opisanych wierceń.

ORIENTACJA POWIERZCHNIOWA

Podgórze cieszyńskie, skartowane przez M. Książkiewicza (*3*,*8*), zbudowane jest z dolno-kredowych łupków cieszyńskich dolnych i górnych, przedzielonych wapieniami cieszyńskimi (tabl. I). Seria ta tworzy tu spągową partię jednostki śląskiej, wyodrębnioną od nadkładu. Ujęta jest ona w pięć wtórnych pokryw, nasuniętych na siebie ku północy i płynnie wspólnie przefałdowanych, z różnym stopniem wzajemnego usamodzielnienia. Są to, licząc od góry, następujące podjednostki, wydzielone przez M. Książkiewicza: pokrywy Osówki, Jelenicy, Tułu, pokrywa goleszowska i wiślicka. Zasadniczym rysem tektoniki powierzchniowej jest tu na południu wspólne sfałdowanie synklinalne, widoczne dla czterech górnych podjednostek „A". Dalej ku północy znajdujemy na powierzchni tylko warstwy dwu najniższych podjednostek. Widać tu od południa najprzód strefę silnego postępowego przefałdowania podjednostki goleszowskiej „B", ograniczonego na północy specjalną synkliną „C". Następnie, za regularną antykliną „D" podjednostki goleszowskiej, widzimy płaskie synklinalne wgięcie „E" tej pokrywy, dzielące się ku wschodowi na zaklęśnięcia wtórne. Wreszcie u północnego brzegu tej formy wynurza się niezgodnie spod podjednostki goleszowskiej najniższa podjednostka — wiślicka.

Takie ujęcie stosunków powierzchniowych pozwalało na przyjmowanie istnienia w głębi przyczyny, wywołującej w południowej części pogórza intensywne przefałdowanie podjednostki goleszowskiej w strefie „B" i charakterystyczne wspólne wklęsłe sfałdowanie czterech wyższych podjednostek w formie „A". Przed okresem nowoczesnych wierceń nie wysuwano jednak żadnych specjalnych wniosków, dotyczących stosunku fliszu do podłoża w terenie, o którym mowa.

INTERPRETACJA PROFILÓW WIERCEŃ

Od roku 1946 wiedziano, że cieszyński flisz karpacki nasunięty jest na utwory mioceńskie. W Polsce fakt ten był najprzód sygnalizowany przez A. Trnobransky'ego w sprawozdaniach ustnych i nieopublikowanych raportach pisemnych, a następnie ogłoszony drukiem przez K. Tołwińskiego (*15*). Podobnie geologowie czeskosłowaccy stwierdzili wówczas to zjawisko w Karpatach morawskich, jak o tym świadczy praca M. Dlabača (*4*). Natomiast już od czasu starych wierceń, wykonanych w początku obecnego stulecia, wiedziano (*1*), że zasadnicze podłoże nasuniętego fliszu cieszyńskiego utworzone jest przez paleomorfologiczny grzbiet karbonu, biegnący mniej więcej równoleżnikowo. W roku 1953 z inicjatywy K. Tołwińskiego wykonano dwa wiercenia obrotowe X i Y w profilu,

tnącym ten grzbiet w poprzek. Poniżej interpretuję profil tych wierceń według własnego opisu rdzeni i próbek.

A. WIERCENIE X

(tabl. II, III, V)

Wiercenie X zostało założone na łupkach cieszyńskich dolnych na osi powierzchniowej antykliny, najbardziej północnej ze strefy „B" (tabl. I).

1. *Seria cieszyńska*

a) *Podjednostka goleszowska*

Od góry do głębokości 285,7 m w rdzeniach występują warstwy o typie litologicznym łupków cieszyńskich dolnych. Są to łupki ciemnoszare, wapniste, z rzadkimi wkładkami wapnistych iłowców, wyjątkowo zawierające pojedyncze, kilkocentymetrowe warstewki piaskowca „strzałkowego", tzn. drobnoziarnistego (o ziarnie mniejszym niż 0,1 mm), wapnistego, słabo mikowego, przeciętego żyłkami kalcytu. Łupki te są popękane na ostrokrawędziste kawałki lub są pomięte i zlustrowane. Również i w nich występuje kalcyt. Mamy go w formie żył warstwowych kilkomilimetrowej grubości na powierzchniach warstwowania, albo na płaszczyznach ukośnych względem upadu. W pierwszych od góry trzech rdzeniach, do głębokości 84,8 m, upady warstw wynoszą 40 - 60^0. W czwartym rdzeniu, wziętym z głębokości 111,9 - 118,8 m, występuje przegub, który płaszczyznę warstwową, zapadającą u góry pod kątem 60^0, skręca ku dołowi w płaszczyznę zapadającą pod kątem 65^0 w kierunku przeciwnym. Przegub ten uważam za obalony skręt antyklinalny fałdu, na którym założono wiercenie. W danym przypadku przegub ten byłby skierowany stroną wypukłą ku północy. Dlatego też w rdzeniach wyższych niż rdzeń, zawierający to przegięcie, orientuję upad warstw ku północy zgodnie z górną częścią przegubu, dostosowując zaś do części dolnej wzmiankowanego przegubu niższe rdzenie opisywanej partii wiercenia przyjmuję w nich skierowanie upadu ku południowi. Cały zatem odcinek wiercenia X, zawarty między tym przegubem w górze i głębokością 285,7 m w dole, odpowiadałby obalonemu północnemu skrzydłu antykliny, przewalającej się ku północy w płynnym „alpejskim" stylu tektonicznym. Występuje tu także, jako cecha skrzydła odwróconego, silne zlustrowanie łupków. Miejscami są one nawet roztarte na drobne łuseczkowate blaszki. Według najniższych dwu rdzeni, wziętych z tego odcinka wiercenia (260,4 - 285,7 m), można przyjąć istnienie w najniższej hipsometrycznie części tego obalonego skrzydła specjalnej roztartej strefy łupkowej z zielonawym poły-

skiem. Osobnym zjawiskiem w obrębie tego skrzydła jest u góry rdzenia, uzyskanego z głębokości 140,2—143,5 m, piaskowiec o ziarnie kwarcowym średnicy 0,1 mm, glaukonityczny, niewapnisty, występujący na odcinku 60-centymetrowym i mający u dołu niezgodny kontakt z łupkami cieszyńskimi. Wygląda on na obcy fragment skalny, porwany tektonicznie przez łupki cieszyńskie [1].

b) *Podjednostka wiślicka*

Roztartą partię łupków cieszyńskich typu dolnego, przebitą od 260,4 do 285,7 m, uważam za swoistą brekcję tektoniczną, powstałą u spodu podjednostki goleszowskiej. Niżej bowiem, po krótkim odcinku nierdzeniowanym, mamy pomiędzy głębokościami 286,2 - 359,7 m rdzenie z łupkami ciemnoszarymi, wapnistymi, z charakterystycznymi kilkucentymetrowymi wkładkami piaskowców strzałkowych. Wkładki takich piaskowców u góry są rzadkie, to jednak wystarcza, aby zaznaczyć litologiczną odmienność przewiercanych warstw w stosunku do ich nadkładu opisanego wyżej. Ku dołowi są one coraz częstsze i na głębokości 356,3 - 359,7 m stanowią 40 - 50% rdzenia. W całości tej serii łupki są zlustrowane. Gdzieniegdzie są one przetkane pokładowymi żyłkami kalcytu kilkumilimetrowej grubości. W trzech pierwszych od góry rdzeniach, wydobytych na opisywanym odcinku, upady są regularne i wynoszą 20 - 30°. Natomiast w czwartym, najniższym, uzyskanym z głębokości 356,3-359,7 m mamy u góry przegięcia warstewek, zapadających w jednym i tym samym kierunku pod kątami zmieniającymi się od 10° do 65°. Cały ten odcinek czterech rdzeni ze względu na obecność piaskowców strzałkowych litologicznie odpowiada łupkom cieszyńskim górnym, znanym z klasycznego opisu serii cieszyńskiej przedstawionego przez W. Szajnochę (*14*) i innych (*3, 7, 8, 9*), a także z moich obserwacji własnych (*16*). Uważam, że mamy tu do czynienia z łupkami cieszyńskimi górnymi podjednostki cieszyńskiej niższej aniżeli goleszowska, a mianowicie podjednostki wiślickiej. Rdzenie wzięte z tego odcinka nie dostarczają danych do stwierdzenia w jego obrębie zmiany kierunku upadu, wobec czego serię tę uważam za monoklinalną.

Powyższa seria monoklinalna wygląda na leżącą w normalnej pozycji: spągiem w dół, odcinek bowiem przewiercony tuż pod nią ma cechy warstw bezpośrednio starszych. W następnym mianowicie rdzeniu, wyciągniętym z głębokości 378,6 - 382,6 m, i w górnej części niższego jeszcze następnego rdzenia, uzyskanego z głębokości 402 - 405 m, mamy łupki

---

[1] K. Konior i A. Trnobransky sugerowali mi w dyskusji, że piaskowiec ten może pochodzić z paleozoiku podłoża (z kulmu).

ciemnoszare, wapniste, niezlustrowane. W pierwszym ze wspomnianych rdzeni widzimy „wpojone" tektonicznie w łupkach dwa ostrokrawędziste kawałki cielistego, gładkiego wapienia o średnicy ok. 8 cm każdy. W górnej części następnego rdzenia przebiega w tych łupkach 50-centymetrowa wkładka wapienia marglistego, popękanego pionowo. Uważam, że mamy tu do czynienia ze środkowym ogniwem stratygraficznym podjednostki wiślickiej, a mianowicie z wapieniami cieszyńskimi wytartymi w drobne strzępy. Upady są tu regularne i wynoszą 20 - 30^0. Dołączam je do normalnych upadów łupków cieszyńskich górnych w nadkładzie.

W niższej części najniższego z wyliczonych rdzeni, pod opisaną wkładką wapienia, mamy znowu łupki ciemnoszare, wapniste. Znajdują się one w górnej części następnego rdzenia, wyciągniętego z głębokości 424,7 - 427,7 m. Tam jednak u samej góry przegradza je warstwa piaskowca grubości 38 cm, o ziarnie mniejszym niż 0,1 mm, bez miki, z żyłkami kalcytu. Upady są w wyższym rdzeniu regularne, wynoszące 20 - 35^0, łupki zaś nie są w nim zlustrowane. W niższym rdzeniu łupki tworzą roztartą masę zgniecioną nieregularnie, a w piaskowcu nie widać upadu. Biorąc pod uwagę spokojne spoczywanie wyższej części tych łupków pod serią wapienną, mimo charakterystycznej wkładki piaskowca strzałkowego, typowego raczej dla łupków cieszyńskich górnych, uważam tę partię za łupki cieszyńskie dolne, leżące w normalnym następstwie warstw podjednostki wiślickiej u jej spodu.

Z przedstawionych powyżej rozważań wynika, że, mimo dużych wyciśnięć, seria podjednostki wiślickiej występuje w opisywanym wierceniu ze swymi trzema ogniwami statygraficznymi i w normalnym następstwie warstw, przy monoklinalnym, stosunkowo łagodnym pochyleniu. Zorientowałem kierunek upadu całej tej serii ku południowi jeszcze przed wykonaniem wiercenia Y (tabl. III) z następujących powodów

1^0 W związku z ogólnokarpackim stylem tektonicznym należy upady łagodniejsze kierować raczej normalnie ku południowi, jeżeli nie mamy innych szczególnych argumentów przemawiających przeciw temu, jak to na przykład było powyżej przy opisie łupków cieszyńskich dolnych serii goleszowskiej pod zaobserwowanym przegubem, gdzie przyjąłem położenie odwrócone.

2^0 Podjednostka wiślicka ukazuje się na powierzchni tylko u czoła nasunięcia fliszowego, a więc ma ona ogólną tendencję do podnoszenia się ku północy.

Dzięki wierceniu Y (tabl. IV i V) uzyskałem dodatkowy ważny argument dla przyjętego przeze mnie zorientowania upadów serii wiślickiej w wierceniu X. Było to możliwe po przebiciu tam wyraźnie zdefiniowanej normalnej serii wiślickiej w położeniu wyższym hipsometrycznie

i w takich stosunkach strukturalnych, że najprostszym rozwiązaniem okazało się przyjęcie łagodnego podnoszenia się tej serii od wiercenia X ku północy (por. niżej str. 321).

2. *Jednostka podśląsko-węglowiecka*

W najniższym z wyliczonych dotychczas rdzeni, wziętym z głębokości 424,7 - 427 m, znaleziono nasunięcie podjednostki wiślickiej i jednocześnie całej jednostki śląskiej na leżącą niżej jednostkę podśląsko-węglowiecką M. Książkiewicza (*9,10*) i innych. Rdzeń ten ma 2 m długości, strata więc wynosi tylko 13%. W dolnym, drugim od góry metrze na 0 - 30 cm od góry znajdują się łupki czarne, wapniste, roztarte, należące do opisywanej wyżej dolnej części podjednostki wiślickiej, jako łupki cieszyńskie dolne. Niżej, na 30 - 100 cm od góry, mamy łupki zielone, niewapniste, zlustrowane i roztarte w drobne łuski. Jest to już „seria pstra" jednostki podśląskiej z dawna sygnalizowana z wierceń przebijających kredę cieszyńską (*12*). Nasunięcie cieszyńskie przebiega tu więc na głębokości 426 - 426,3 m.

Seria pstra podśląsko-węglowiecka została uchwycona jeszcze przez dalsze dwa rdzenie, do głębokości 475,7 m. Są to łupki zielone z wkładkami czerwonymi, na przemian ilaste i margliste. Według dotychczasowej praktyki, której początkiem były nieopublikowane obserwacje H. Świdzińskiego z okolicy Węglówki, opartej również na pracy M. Książkiewicza (*9*), a także potwierdzonej danymi mikropaleontologicznymi, uzyskanymi przez F. Hussównę z wielu wierceń, marglistą część „serii pstrej" podśląsko-węglowieckiej uważamy za górno-kredową, ilastą zaś — za eoceńską.

Z opisywanego tu odcinka mikrofauna nie była zebrana, ale z analogicznych odcinków wiercenia Y Hussówna uzyskała mikrofaunę eoceńską i górno-kredową (por. niżej str. 328-330).

Łupki i margle pstre serii podśląsko-węglowieckiej, otrzymane na opisanym wyżej odcinku wiercenia X, są zlustrowane i roztarte. Miejscami są one nawet w specjalny sposób zbrekcjowane: wyślizgane, obłe kawałki łupków długości do 1 cm tkwią uszeregowane warstwowo w masie powstałej z tegoż łupku rozgniecionego na miał. Wszystkie powierzchnie zlustrowania i zbrekcjowania zapadają tu pod kątem ok. 20°, tak że położenie serii należy uważać za monoklinalne. Kierunek tego upadu orientuję ku południowi z następujących powodów:

1° Jednostka podśląsko-węglowiecka swoją serią łupkową tworzy tu względnie cienki pokład „smaru tektonicznego" jednostki śląskiej i dlatego prawdopodobnie dostosowuje się do położenia najniższej z cieszyń-

skich podjednostek — wiślickiej, pochylonej tu ku południowi w formie pokrywy monoklinalnej [2] (por. str. 312, 321).

2^0 W podłożu jednostki podśląsko-węglowieckiej (jak zobaczymy niżej) pod cienką serią miocenu występuje erozyjny grzbiet paleozoicznego podłoża. Z mapy strukturalnej Becka i Götzingera (*1*) oraz z nowoczesnych materiałów wiertniczych wynika, że kulminacja grzbietu w opisywanym przekroju przypada na północ od wiercenia X. Prawdopodobnie więc jednostka podśląska, jako miękki „smar", dostosowuje się do spadku tej powierzchni i pochyla się wraz z nią ku południowi.

3. *Torton*

Po przerwie, obejmującej odcinek głębokościowy 475,7 - 484,8 m, wiercenie weszło w utwory tortońskie. Rdzeniowano je w sposób ciągły. U góry są to iłołupki brudnoszare, wapniste, piaszczyste, z drobnymi blaszkami miki na powierzchniach warstwowania. Są one przeważnie cienko, co 0,3 - 1 mm, przekładane warstewkami piaskowca wapnistego mikowego, „skorupowego" grubości 1 mm, o ziarnie kwarcowym mniejszym niż 0,1 mm. Miejscami (co kilkadziesiąt cm do kilku m) trafiają się kilkudo kilkunastocentymetrowe wkładki piaskowca wapnistego, z sieczką roślinną, przekątnie warstwowanego, o ziarnie kwarcowym 0,1 - 0,5 mm. Nazywam go „chropawym" (por. str. 333). Trafiają się w nim nieoznaczalne szczątki skorup mięczaków. Z łupków tego kompleksu I. Heller oznaczyła mikrofaunę tortońską *(Globigerina, Candorbulina, Globorotalia).* Upad całej tej serii wynosi 10—15^0. Orientuję go w kierunku południowym w związku z przedstawionym już wyżej podnoszeniem się ku północy erozyjnej powierzchni podłoża, prawdopodobnie otulonej przez torton wskutek osiadania warstw (por. str. 333-334). Charakterystyczny jest w łupkach tortońskich brak jakichkolwiek objawów nacisku tektonicznego ze strony nasuniętych mas nadkładu, z wyjątkiem popękania drobną siatką szczelin najwyższych piętnastu centymetrów najwyższego rdzenia z tej partii tortońskiej.

Od głębokości 498,6 m w dół kolor iłołupków tortońskich jest bardziej ciemnoszary niż w stropie. Możliwe, że fakt ten ma znaczenie stratygraficzne, gdyż powtarza się on w wierceniu Y (por. str. 334).

---

[2] Przedstawiony na tabl. II w rdzeniu, zawierającym nasunięcie śląskie (424,7-427 m), zgodny upad warstwy jednostki wiślickiej i podśląskiej nie jest faktem zaobserwowanym, lecz jest obrazem wynikającym z przedstawionych powyżej rozważań. W rzeczywistości mamy w rdzeniu tym do czynienia z luźnymi kawałkami skały, nie dającymi możności zmierzenia upadu. Podane wyżej pochylenie warstw widać tylko w rdzeniach wyższym i niższym.

Pod łupkami tortońskimi w rdzeniu 4-metrowym, wydobytym z głębokości 498,6 - 505,5 m, począwszy od siedemdziesiątego centymetra trzeciego od góry metra pojawiają się zlepieńce i piaskowce podstawowe tortonu. Według rdzeniowania elektrycznego strop zlepieńca znajduje się w głębokości 504 m. Seria ta była przebijana do głębokości 532,1 m.

Zlepieńce, które tworzą w zasadzie dolną partię opisywanego kompleksu, mają lepiszcze ilasto-wapniste, rzadziej kaolinowe (białe plamy po rozłożonych skaleniach). Rzadsze elementy drobniejsze, o średnicy 1 - 5 mm, są lepiej obtoczone, większe zaś, do 4 cm średnicy, są bardziej ostrokrawędziste. Otoczakami są kwarce, łupki ciemnoszare i czarne, niewapniste (karbońskie?), łupki szare krzemionkowe (karbońskie?), piaskowce wapniste o ziarnie kwarcowym mniejszym niż 0,1 mm, rzadko kiedy jest to skała wapienna niebieskawa, ciemno smugowana (wapień węglowy?) i również rzadko kiedy spotykamy łupki krystaliczne. Piaskowce, przeważające w górnej części opisywanego odcinka wiercenia, mają lepiszcze ilasto-wapniste, ziarno kwarcowe o średnicy 0,5 - 3 mm i duże blaszki miki na powierzchniach.

Mikrofauna w całej tej serii piaskowcowo-zlepieńcowej jest, według I. Heller, uboga i nieoznaczalna. Upady wynoszą tu $5 - 10^{0}$. Ponieważ seria ta leży zgodnie pod łupkami tortońskimi, przyjąłem tu również południowy kierunek upadu.

4. *Flisz zewnętrzny, przerobiony w miocenie*

Z następnego odcinka, 532,1 - 533,8 m, otrzymano jednometrowy rdzeń nowej serii. Są to luźne krążki iłu zielonawo-szarego z rdzawymi smugami. W ile tkwią rozrzucone rzadko ziarna szarego kwarcu o średnicy 1 - 5 mm i jeszcze rzadziej otoczaki kwarcu brązowego o średnicy 1 - 2 cm. Najrzadsze są tu tejże samej wielkości otoczaki piaskowców zlewnych, wapnistych, o ziarnie mniejszym niż 0,1 mm. Znalazłem też jeden otoczak piaskowca zlewnego niewapnistego o ziarnie kwarcowym 0,1 - 0,2 mm. Z iłu tego interesującego rdzenia F. Hussówna oznaczyła następującą mikrofaunę:

Cassidulina subglobosa Brady *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.) *Globorotalia scitula* Brady *Elphidium crispum* (Linné) *Nonion boueanum* Fichtel & Moll *Uvigerina tenuistriata* Reuss	formy mioceńskie
Globigerina bulloides d'Orb.	forma długowieczna

Plectina cf. *apicularis* (Cush.) *Recurvoides walteri* (Grzyb.)	formy częste w eocenie
Globigerinella aspera (Ehrenb.) *Globorotalia* cf. *velascoensis* (Cush.) *Globotruncana arca* (Cush.) *Gümbelina globulosa* (Ehrenb.)	formy kredowe

Jak podaje F. Hussówna, fauna jest tu wymieszana. Łącząc fakt ten z typem litologicznym skały, o której mowa, nieznanym skądinąd we fliszu, wnioskujemy, że seria ta odpowiada prawdopodobnie fliszowi wcześnie nasuniętemu, czy też autochtonicznemu i następnie rozmytemu w morzu mioceńskim, starszym niż wiek podstawowego zlepieńca tortońskiego. Flisz ten byłby najniższym ze strukturalnych pięter karpackich, leżącym pod jednostką podśląską. Dlatego przez analogię do stosunków tektonicznych arkusza Wadowice (9) nazywam go fliszem zewnętrznym pomimo różnic litologicznych, wywołanych zapewne przemyciem mioceńskim. Geologom czeskosłowackim znane są z ich terenów identyczne utwory z mikrofauną eoceńską i kredową.

5. *Karbon*

Od głębokości 533,8 m nawiercono skały karbońskie. Są to piaskowce drobno- i gruboziarniste, rzadziej zlepieńce, łupki czarne oraz węgle z florą karbońską, z dwiema wkładkami kilkucentymetrowych konkrecji dolomitycznych (674 i 676). Opisuje je w swej pracy dokładnie T. Bocheński (2) [3]. Według tego badacza, od góry do głębokości 600 m mielibyśmy tu warstwy siodłowe, niżej zaś — brzeżne. Położenie warstw w karbonie waha się od poziomego do 10^0, rzadko do 20^0. Zgodnie z ogólnymi stosunkami tektonicznymi tej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego orientuję tu upad ku północy. W dolnej części tej serii przewiercono na głębokości 930,6-937,3 m ok. 3-metrową pokładową żyłę diabazu o typie, według J. Tokarskiego, cieszynitowym, ze zjawiskami metamorfozy kontaktowej (zrogowacenie łupków) nad stropem.

Skały karbońskie są w wielu miejscach przecięte dużą ilością spękań skośnych i pionowych, różnorodnie zorientowanych w stosunku do upadu. Miejscami, rzadko, w łupkach pojawiają się zlustrowania. U sa-

---

[3] Ponieważ utwory karbońskie wierceń pogórza cieszyńsko-bielskiego, a w tej liczbie rdzenie karbońskie z wiercenia X, są obecnie przedmiotem szczegółowego opracowywania przez T. Bocheńskiego, ograniczam się do powyższej charakterystyki. Z tego również względu nie przedstawiłem na tabl. II całości rdzeni karbońskich wiercenia X.

mej góry tej serii w jej pierwszym pięciometrowym rdzeniu, wziętym z głębokości 533,9-539,4 m, w pierwszym metrze od góry piaskowiec jest popękany nieregularnie w drobne fragmenty. W trzecim metrze tego rdzenia mamy w piaskowcu liczne spękania pionowe, w czwartym zaś występuje jedyny w całej serii przegub, skręcający warstwę piaskowca, od upadu 60⁰ w górze do upadu 70⁰ w dole, skierowanego w przeciwną stronę. W tymże rdzeniu łupki są w całej swej masie zlustrowane, roztarte i zbrekcjowane, co wygląda na ślady tektonicznego ruchu nadkładu. Ponadto od górnej granicy serii karbońskiej do głębokości ok. 560 m seria ta jest sczerwieniała zarówno w piaskowcach i zlepieńcach, jak i w łupkach. Kolor czerwony w tej strefie, intensywny w górze, ku dołowi przechodzi w różowy i na głębokości 560 m znika. Mamy tu więc strefę pohercyńskiego, przedmioceńskiego utleniania grubości przynajmniej 26,2 m.[4]

B. WIERCENIE Y
(tabl. IV i V)

Wiercenie Y zostało założone w przekroju I (tabl. I), w odległości 1675 m ku N od wiercenia X (azymut 357⁰) na południowym skrzydle powierzchniowej antykliny „D" (tabl. I). W wierceniu tym rdzeniowanie było tak rozmieszczone, że udało się wyłowić wszystkie zasadnicze wgłębne dane geologiczne. Poza tym przy przewiercaniu serii cieszyńskiej pomocny był tu również materiał płuczkowy dzięki:

1) stosowaniu sita wibracyjnego, sumiennemu zbieraniu i przechowywaniu urobku;

2) różnorodności litologicznej skał serii cieszyńskiej, a więc łupków cieszyńskich dolnych, wapieni cieszyńskich, łupków cieszyńskich górnych i cieszynitów. Stąd pierwsze już sygnały nawiercenia nowych kompleksów były bardzo wyraźne;

3) dzięki wzbogaceniu w płuczce cech odróżniających łupki cieszyńskie górne od dolnych. Niekiedy nagromadzenie piaskowców strzałkowych w materiale płuczkowym, pochodzącym z łupków cieszyńskich górnych, jest procentowo większe niż w rdzeniach, zawsze zaś tak bywa w stosunku do ich występowania na wychodniach, gdzie rzuca się przede wszystkim w oczy masa łupkowa i gdzie obie serie nie wszędzie dają się oddzielić kartograficznie (*16*); wreszcie

4) dzięki zaletom płuczki, która poszczególne typy skał wymienionej serii, przewiercane na oddzielnych odcinkach, wynosiła osobno, w małym tylko stopniu mieszając je przez „opóźnienie płuczkowe".

---

[4] Według opisu Wł. Szajnochy (*13*) w wierceniu „N" (tabl. I, przekrój VI) grubość takiej sczerwieniałej strefy wynosi 49,5 m.

Dlatego to w górnym odcinku wiercenia Y w kilku miejscach dane płuczkowe pozwalają na ścisłe przeprowadzenie poszczególnych granic, tam, gdzie nie uwidoczniają się one w rdzeniach.

1. *Seria cieszyńska*

a) *Podjednostka goleszowska*

Na odcinku 5 - 75,8 m (pod żwirami czwartorzędowymi) przebito łupki cieszyńskie dolne. Są to łupki ciemnoszare, wapniste, bez wkładek piaskowcowych; w głębokości 57,75 - 57,8 m istnieje w nich pięciocentymetrowa wkładka wapienia. Łupki te są silnie zlustrowane, zwłaszcza u góry, w rdzeniu wziętym z głębokości 24,3 - 28,4 m. Upady w nich wynoszą 10 - 30°, lokalnie zaś wzrastają do 45° i 60°. W górnej części rdzenia, wydobytego z głębokości 56,7 - 61,3 m, przebiega spękanie, zapadające pod kątem 60° w kierunku zgodnym z kierunkiem upadu warstw, w dolnej zaś części tegoż rdzenia mamy liczne powierzchnie spękań, zapadające pod kątem 20° w kierunku przeciwnym upadowi warstw. Dla całego tego odcinka orientuję kierunek zapadania warstw ku południowi, ponieważ jest to kierunek najbardziej prawdopodobny dla południowego skrzydła antykliny „D“ i ponieważ rdzenie nie dostarczały żadnych argumentów przemawiających przeciwko temu.

b) *Podjednostka wiślicka*

Pierwsza „kaskada“. — Powierzchnię nasunięcia jednostki goleszowskiej na wiślicką przeprowadzam w głębokości 75,8 m, niżej bowiem natrafiłem na rdzenie z łupkami cieszyńskimi górnymi, zawierającymi wkładki piaskowców „strzałkowych“. Piaskowce te pojawiają się nagle w tejże głębokości w materiale płuczkowym. Swoiste zbrekcjowanie, towarzyszące tej powierzchni nasunięcia w wierceniu X, tu nie wystąpiło, być może dlatego, że od spągu poprzedniego rdzenia do głębokości 75,8 m pozostało 14,5 m odcinka nierdzeniowanego.

Na głębokości od 75,8 do 268,5 m wiercenie Y przebijało, jak sądzę, normalną monoklinalną serię warstw jednostki wiślickiej, zawierającą wszystkie jej ogniwa stratygraficzne. Do głębokości 155 m mamy tu łupki cieszyńskie górne, tj. ciemnoszare łupki wapniste z charakterystycznymi wkładkami piaskowca strzałkowego. Występują one w cienkich wkładkach grubości 1 do 5 cm, wyjątkowo 20 i 50 cm. Piaskowiec ten na 11 m rdzenia uzyskanego na opisywanym odcinku wiercenia (81,1 - 145,6 m) obejmuje w sumie 155 cm, a więc przedstawia 11,2% wydobytej skały. W materiale urobkowym, zapewne wskutek rozmycia łupków przez płuczkę, na odcinku 75,8 - 155 m ilość piaskowców zwiększa się i do-

chodzi do 30% całości. Wskutek tego wzbogacenia część ta odgranicza się dobrze od swego stropu i spągu. Na całym opisywanym tu odcinku upad w rdzeniach wynosi na ogół 10 - 30°, wyjątkowo u samego dołu dochodząc do 50°. Nie uzyskałem tu żadnych danych, które by kazały wnioskować o zmianie kierunku upadu. W rdzeniu, wyciągniętym z głębokości 122,4 - 126,4 m, na dolnej powierzchni jednej z licznych tam wkładek piaskowcowych występują hieroglify, świadczące o jej normalnym położeniu. We wszystkich rdzeniach tej części wiercenia seria łupkowa jest przetkana cienkimi (od ułamka mm do kilku mm) żyłkami kalcytu. Są one bądź pokładowe, zgodne co do kierunku i co do kąta z upadem warstw, bądź przeciwne upadowi i pochylone pod kątem 20°, bądź wreszcie zapadają mniej więcej zgodnie z upadem warstw co do kierunku, ale pod kątem o ok. 10 - 15° większym niż ów upad. Poza tym łupki te są dość mocno zlustrowane. W najgłębszym rdzeniu tego odcinka, wydobytym z głębokości 141,8 - 145,6 m, mamy bardzo mało piaskowców. Zlustrowanie serii łupkowej jest tu szczególnie silne i przechodzi miejscami w roztarcie oraz zbrekcjowanie. Temu zlustrowaniu towarzyszą monoklinalne zmiany upadu warstw o 20°. Ponadto w trzecim od góry metrze tego czterometrowego rdzenia, na jego odcinku od 3 do 40 cm od góry w roztartej, ułożonej warstwowo masie łupkowej tkwią nieregularnie ale mniej więcej wzdłuż powierzchni warstwowania, grudki kalcytu wielkości od kilku mm do 1 cm. Jest to, moim zdaniem, kalcyt zdiastrofizowany, tzn. że zbrekcjowaniem zostały tu objęte żyły kalcytowe, które już wcześniej przeniknęły były w skałę [5]. Ponieważ seria cała wygląda na monoklinalną, a począwszy od 9,4 m pod opisywanym rdzeniem mamy stratygraficzny spąg łupków cieszyńskich górnych, należy sądzić, że nastąpiło tu uzasadnione teoretycznie, w praktyce zaś spotykane niejednokrotnie przez moich kolegów i przeze mnie w karpackim materiale wiertniczym zluźnienie na granicy dwu różnych litologicznie jednostek stratygraficznych.

W dwu rdzeniach, które uzyskano z odcinka 164 - 195,8 m, widzimy łupki szare i czarne wapniste z wkładkami wapieni grubości od 3 do 50 cm, gładkich, cielistych, które na 5 m wydobytej skały dają ogółem miąższość 126 cm, a więc ponad 25%. Równocześnie w materiale płuczkowym wapienie pojawiają się na zwartym odcinku głębokościowym 155—185 m. Łącząc jedne dane z drugimi strop wapieni cieszyńskich prowadzę tu na głębokości 155 m, tzn. w miejscu ich pierwotnego pojawienia się, mimo to, że niżej, w pierwszym z wymienionych dwu rdzeni mamy jeszcze u góry w łupkach 3 cm piaskowca strzałkowego. Spąg serii

---

[5] Na znaczenie zdyslokowania żył kalcytowych we fliszu, jako na wskaźnik kolejności ruchów fałdowych, zwraca ostatnio uwagę P. Karnkowski *(6)*.

wapiennej lokuję natomiast w głębokości 193,5 m, a więc w najwyższym możliwym do przyjęcia miejscu drugiego z rdzeniowanych odcinków tej partii, zakładając, że rdzeń wyszedł tu tylko z jego górnej części. Zresztą przy takim nawet rozwiązaniu pozostaje tu nadal niewyjaśnionym wcześniejsze o 8,5 m zniknięcie wapienia w płuczce.

W pierwszej od góry wkładce wapiennej tego odcinka widać nieregularne przetkanie cienkimi (o grubości w ułamkach mm) żyłkami kalcytowymi. W trzecim od góry wtrąceniu wapień składa się z ostrokrawędzistych ułamków średnicy 5-8 cm, tkwiących nieregularnie w roztartej masie łupkowej. Druga od dołu wkładka wapienna jest poprzecinana pionowymi niezorientowanymi w stosunku do upadu spękaniami, wyłożonymi kalcytem, w warstwach o grubości do 3 mm. Inne wkładki są lite. W łupkach przedzielających je tu i ówdzie występuje lekkie zlustrowanie. Cała ta seria zapada dość regularnie pod kątem 5-15^0, podnoszącym się wyjątkowo u góry niższego z omówionych dwu rdzeni do 40^0.

Opisane powyżej utwory, zlokalizowane na odcinku 155-193,5 m, uważam za wapień cieszyński podjednostki wiślickiej. Występuje on tu jako typ litologiczny bardziej wyraźnie, niż w wierceniu X (por. str. 311), niemniej wykazuje te same co i tam cechy teksturalne serii, a mianowicie występowanie w formie wkładek w serii łupkowej oraz częściowe rozbicie na drobne ułamki i popękanie pionowymi szczelinami. Zarówno tu jak tam miąższość jego musi być tektonicznie zredukowana w stosunku do normalnej, wynoszącej 100-150 m w klasycznych profilach. Występuje tu prawdopodobnie tylko górna część tego kompleksu, gdzie częste są wapienie gładkie; nie mamy natomiast zupełnie wapieni „ziarnistych" detrytycznych i zoogenicznych, w zasadzie charakterystycznych dla normalnego następstwa warstw serii cieszyńskiej *(3, 7, 8, 14, 16)*.

Poniżej głębokości 193,5 m, w której umieszczam spąg wapienia cieszyńskiego, materiał płuczkowy do głębokości 270 m zawiera łupki ciemnoszare, wapniste, bez domieszki piaskowcowej. Z tej przestrzeni mamy dwa rdzenie. W pierwszym od góry rdzeniu pięciometrowym, wziętym z głębokości 210,8-216,5 m, występują łupki ciemnoszare, wapniste, zapadające regularnie pod kątem 5-30^0. Seria ta jest w całości lekko zlustrowana, w czwartym zaś od góry metrze tego rdzenia, na jego odcinku od 0 do 70 cm od góry, zlustrowanie jest bardzo silne i występuje nawet zbrekcjowanie. Ponadto w drugim metrze tego rdzenia, w jego dolnej połowie, bardziej zlustrowanej w stosunku do stropu i spągu, łupki przetkane są co 3-5 cm warstwowymi żyłkami kalcytu, grubości 1-2 mm. Opisana seria ma cechy łupków cieszyńskich dolnych jednostki wiślickiej, leżących zgodnie w spągu jej wapienia cieszyńskiego; są one zgniecione, zlustrowane i skalcytyzowane.

Drugi, niższy rdzeń wzięto na rozpatrywanym odcinku z głębokości 246,5-251,1 m. Uzyskano tu 2,4 m długości rdzenia, w tym od góry na 0-70 cm jest to cieszynit, przecięty powierzchniami zapadającymi pod kątem 50-60° przy wzroście pochylenia w powierzchniach przebiegających niżej. Potem na przestrzeni 70-80 cm mamy tu łupki zielone, niewapniste, które — jak to słusznie, moim zdaniem, zauważył technik geol. Z. Mnich — mogą być zmienionymi kontaktowo łupkami cieszyńskimi dolnymi. Zapadają one pod kątem 40°. Dalej aż do spodu rdzenia widzimy znów cieszynity w płytach, ujętych powierzchniami zapadającymi pod kątem 40°. Na 80-130 cm od góry rdzenia cieszynit jest ponadto przetkany dużą ilością cienkich (o średnicy w ułamkach mm) żyłek kalcytowych, przebiegających nieregularnie. Cieszynitu tego nie stwierdzono w materiale płuczkowym, sądzę więc, że jest go mało i przyjmuję, że jego rzeczywista przewiercona miąższość odpowiada długości rdzenia, o którym mowa, i że w materiale płuczkowym zgubił się on wśród łupków cieszyńskich dolnych.

Odcinek, gdzie, jak sądzę, wiercenie Y przebiło normalne następstwo podjednostki wiślickiej, kończy się w głębokości 268,5 m. Jak wynika z materiału rdzeniowego, który będzie niżej opisany, zjawiają się tu znów łupki cieszyńskie górne z dużą ilością piaskowców strzałkowych. W materiale płuczkowym granica ta przechodzi w głębokości 270 m. Mamy tu więc uwidocznione minimum występującego przy wierceniu obrotowym „opóźnienia płuczkowego“ w wyniesieniu urobku po nawierceniu danej warstwy. W danym przypadku wynosi ono 1,5 m.

Przebita w wierceniu Y na głębokości 75,8-268,5 m seria zawiera wszystkie ogniwa stratygraficzne podjednostki wiślickiej, a więc od góry: łupki cieszyńskie górne, wapienie cieszyńskie i łupki cieszyńskie dolne w normalnym następstwie, jakkolwiek powyciskane i zluźnione względem siebie. U samego dołu włączają się w tę serię cieszynity. Upady są tu na ogół łagodne, wynosząc średnio ok. 15-20° z tym, że u samego dołu wzrastają do 40° i więcej. Przy tym, biorąc pod uwagę powszechnie stwierdzone pokładowe występowanie cieszynitów *(11)* i ich pocięcie na płyty, zapadające w rdzeniu zgodnie z łupkami, uważam, że powierzchnie tnące je w rdzeniu oznaczają ich upad. Zanalizowany materiał wskazuje zatem, że na całym odcinku głębokościowym od 75,8 do 268,5 m kierunek zapadania warstw jest jeden i ten sam.

Przy orientowaniu kierunku upadu całej opisanej wyżej serii opieram się na następujących rozważaniach:

1) Wiercenie Y przebiło wyraźnie widoczną powierzchnię nasunięcia podjednostki goleszowskiej oraz przeszło całą wyraźnie udokumentowaną, normalną serię stratygraficzną podjednostki wiślickiej w położeniu *wyższym*, niż odpowiednie miejsca wiercenia X. Napotkano je właśnie

tam, gdzie można je było *przewidywać* na podstawie analizy samego tylko wiercenia X, wkomponowanego w stosunki powierzchniowe, rozpoznane poprzednio przez M. Książkiewicza (tabl. III), co zachęca do śmielszego wyciągania wniosków ze zdobytych w dalszym ciągu faktów.

2) Pierwszym następstwem wniosku 1 jest podziemna ciągłość normalnej serii wiślickiej obu wierceń (tabl. V). Orientując, jak przedyskutowano wyżej (str. 312) i jak wynika z wniosku 1, upad jej w wierceniu X ku południowi, staram się jej przewodnią warstwę, wapień cieszyński, w sposób najprostszy połączyć z tą samą warstwą w wierceniu Y. Najlepiej można to zrobić przyjmując w wierceniu Y upad całej tej serii *ku północy*. Wówczas bowiem oba profile wierceń na przekroju połączą się łagodnym łukiem wypukłym ku górze, bez konieczności przewidywania dodatkowych hipotetycznych zafałdowań jednostki wiślickiej na odcinku pośrednim [6].

3) Dalsze fakty, napotkane w wierceniu Y, analizowane niżej, pozwalają na przyjęcie *zrolowania* podjednostki wiślickiej przy jej spadaniu ku północy nad stromo w tę stronę pochylonym stokiem pogrzebanego grzbietu powierzchni pohercyńskiej. Jeśli w opisywanym odcinku przyjmiemy pochylenie warstw *ku północy*, cały obraz spływania podjednostki wiślickiej w zwijających się kaskadach staje się bardziej wyrazisty.

Zakładam więc, że na odcinku 75,8-268,5 m warstwy podjednostki wiślickiej zapadają w tak zwanej przeze mnie pierwszej „kaskadzie" ku północy.

W dalszym odcinku wiercenia Y, ciągnącym się od głębokości 268,5 do 554,5 m, poszczególne, charakterystyczne litologicznie poziomy serii cieszyńskiej występują powtarzając się na różnych odcinkach, w różnym następstwie, z różnymi upadami i z różnym położeniem hieroglifów. Odcinek ten dzielę na dwie części: drugą i trzecią „kaskadę".

Druga „kaskada". — Na odcinku zawartym pomiędzy głębokościami 268,5 i 395 m wyciągnięto 8 rdzeni. W pierwszym od góry rdzeniu, wziętym z głębokości 268,5-271,8 m, występują typowe łupki cieszyńskie górne, gęsto przewarstwione wkładkami piaskowców strzałkowych grubości 5 mm-30 cm, których ogólna miąższość na 4 m rdzenia wynosi 82 cm, a więc 20,5%. W trzecim od góry metrze występuje tu ponadto na jego 90-100-nym centymetrze wkładka wapienia. Upady wynoszą tu

---

[6] Drugą alternatywą, bardziej jednak skomplikowaną, byłoby przyjęcie wspólnego, zgodnego ze strukturą powierzchniową przefałdowania obu podjednostek serii cieszyńskiej, łącznie z zawartą pomiędzy nimi powierzchnią nasunięcia podjednostki goleszowskiej. Tak daleko idący związek strukturalny oddzielnych podjednostek wydaje mi się jednak wątpliwy w świetle całości materiału, otrzymanego z obu wierceń oraz na podstawie doświadczeń z badania wierceniami geologicznymi i poszukiwawczymi innych struktur wgłębnych w Karpatach.

10-30°, hieroglify znajdują się na górnej powierzchni 15-centymetrowej warstwy piaskowcowej u dołu pierwszego od góry metra. Jest to więc, moim zdaniem, odwrócone skrzydło leżącego fałdu, którego skrzydło normalne i partię jądrową stromiej zapadającą widzieliśmy wyżej w opisanej normalnej serii podjednostki wiślickiej w pierwszej „kaskadzie". Jeśli część zawierającą cieszynity uznamy tam za jądrową, stwierdzić będziemy musieli nieciągłość pomiędzy nimi i ostatnio opisanymi łupkami cieszyńskimi górnymi odwróconego skrzydła. Przyjąć więc należy istnienie dyslokacji w głębokości 268,5 m, upad zaś opisanych łupków zorientować ku południowi, otrzymując w ten sposób, jako rozwiązanie najprostsze, przewalanie się normalnego skrzydła leżącego wgłębnego fałdu nad jego skrzydłem odwróconym.

Odpowiednik opisanego powyżej rdzenia w materiale płuczkowym znajduje się na odcinku 270-290 m, gdzie mamy łupki ciemnoszare wapniste i 5% piaskowców strzałkowych.

Poniżej tego rdzenia z odwróconymi hieroglifami, pobranego u samej góry opisywanej partii wiercenia mamy (w rdzeniach i w urobku) kolejno wapienie cieszyńskie z łagodnymi upadami i cieszynity z upadami bardziej stromymi. Układ ten znów przypomina następstwo warstw przewiercane wyżej w dolnej części pierwszej „kaskady", gdzie pod łagodnie zapadającymi wapieniami cieszyńskimi przychodzą w łupkach cieszyńskich dolnych cieszynity, układając się coraz bardziej stromo w kierunku jądra leżącego fałdu. Mamy tu prawdopodobnie powtórzenie tamtej normalnej serii w nowym, leżącym zawinięciu fałdowym — w drugiej „kaskadzie". Dlatego też przypuszczam, że na odcinku nierdzeniowanym łupków cieszyńskich górnych, tzn. od głębokości 271,8 do 290 m istnieje leżący skręt synklinalny, pod którym by te łupki znajdowały się już w normalnej serii nad wapieniem cieszyńskim.

Ta seria wapienna, której urobek otrzymano w próbkach płuczkowych na odcinku 290-305 m, została wydobyta pięciometrowym rdzeniem, uzyskanym z głębokości od 292,2 do 299,9 m. W pierwszym od góry metrze, na odcinku od 0 do 88 centymetrów, mamy łupki czarne, które w partii zawartej od 0 do 70 centymetrów nie burzą się z HCl. Jest to prawdopodobnie objaw metamorfozy kontaktowej, na co zwrócił mi uwagę, jak już wspomniałem wyżej, przy opisie tego właśnie rdzenia, technik geol. Z. Mnich; wniosek ten w następstwie mogłem rozciągnąć i na inne miejsca tego wiercenia. W najwyższych 10 cm tego pierwszego metra w łupkach tkwią rozrzucone drobne konkrecje pirytowe o średnicy 3 mm. Dopiero na samym jego spodzie, od 88-go centymetra począwszy w dół zjawia się wapień gładki, marglisty, na przemian biały i szary, który zajmuje następnie niepodzielnie całą dolną serię wydobytej partii rdzenia. Objawy zmiany kontaktowej również są tu widoczne, jako skrzemienienie

(brak reakcji z HCl) wapienia na 40-100-nym centymetrze drugiego od góry metra. Poza tym mamy tu także silne spirytyzowanie wapienia na 33-36 centymetrach trzeciego od góry metra. Ta mineralizacja wapieni, jak również i wymieniona wyżej mineralizacja rozproszona w łupkach cieszyńskich, jest może także dowodem bliskości magmy cieszynitowej. Całość zapada regularnie pod kątem 10-20°. W dwu najniższych metrach widoczne są w wapieniu szczeliny zapadające pod kątem 70-80° w kierunku przeciwnym upadowi warstw. W czwartym od góry metrze szczelina taka wyłożona jest trzymilimetrową warstwą kalcytu.

Pod opisaną partią wapienną znajduje się seria cieszynitów z łupkami cieszyńskimi dolnymi. W myśl tego, co powiedziałem wyżej, uważam ją za tektoniczne powtórzenie serii cieszynitowej, która już raz była wyżej przebita w tym wierceniu w pierwszej „kaskadzie". Występowała tam ona w takim samym jak i tu położeniu stratygraficznym, pod wapieniami. Tam jednak oddzielały ją od wapieni łupki cieszyńskie dolne, gdy tu kontaktuje ona z nimi zarówno w kolejności rdzeni, jak i w materiale urobkowym. Możliwe jest, że istnieją tu odpowiednie wyciśnięcia. Tej właśnie żyle pokładowej cieszynitów, występującej w łupkach cieszyńskich dolnych niedaleko (do 50 m serii normalnej) pod wapieniami, przypisuję zjawiska metamorfozy kontaktowej serii cieszyńskiej, napotkane w tym wierceniu, oraz sygnalizowaną wyżej mineralizację pirytową.

Cieszynity te występują w dwu partiach rdzeni, przedzielonych trzecią, gdzie mamy łupki cieszyńskie typu „dolnego". Stosunkom tym odpowiada również materiał urobkowy. Mianowicie płuczkowa partia urobku cieszynitowego z głębokości 305-330 m pokrywa się, z nieznaczną tylko rozbieżnością u dołu, z górną partią rdzeni cieszynitowych, wydobytych na odcinku 313,4-332,3 m. Środkowa partia materiału płuczkowego obejmuje łupki cieszyńskie typu „dolnego" (bez piaskowców) na głębokości 330-365 m; nie przeczy temu jedyny rdzeń łupków cieszyńskich dolnych, rozdzielający rdzenie cieszynitowe, wyciągnięty z głębokości 346,1-348,4 m. Niższa partia cieszynitowa została wyniesiona płuczką z głębokości 365-395 m, a odpowiednie cieszynity w rdzeniach wyszły z odcinka, zawartego w głębokościach 368,4-394,9 m.

W trzech rdzeniach, składających się na górną partię cieszynitową, występują powierzchnie zapadające pod kątem od 65° do 80°, przy kącie bardziej stromym dla powierzchni przechodzących niżej. Powierzchnie te są częściowo skalcytyzowane. Uważam je, podobnie jak to uczyniłem wyżej, za powierzchnie warstwowe (por. str. 320). W środkowym rdzeniu, który wyniósł łupki, widać w tych łupkach silne zlustrowanie, aż do roztarcia, ze zdiastrofizowaniem kalcytu, oraz wpływy zmiany kontaktowej w postaci odwapnienia. Upady wahają się tu od 50° do 90°. Seria ta jest silnie zaangażowana tektonicznie i mogłaby być jądrem leżącego fałdu.

Niższa partia cieszynitowa zawiera dwa rdzenie. Widać w nich „upady" pod kątem 50-80°, na ogół coraz bardziej strome w niższych pomiarach. Symetryczne rozmieszczenie obu partii cieszynitowych nad i pod łupkami cieszyńskimi, ustawionymi stromo i silnie zaangażowanymi tektonicznie, nasuwa mi myśl, że możemy tu mieć do czynienia z leżącym jądrem fałdowym łupków cieszyńskich dolnych, otulonym w obu skrzydłach cieszynitami jednej i tej samej żyły pokładowej. Koncepcję tę przedstawiłem w tabl. IV i V, gdzie odpowiada ona dobrze całemu zespołowi innych obserwowanych faktów. Przyjęcie innej alternatywy, a mianowicie dwu żył cieszynitowych zapadających stromo monoklinalnie, nie zmieni zresztą zasadniczej treści tektonicznej przekroju. Nawiązując do tego przypuszczalnego jądra fałdowego leżącego zorientowałem łagodny upad wyżej leżących wapieni ku północy, utrzymując w ten sposób *najprostszą* formę łagodnego zamykania się fałdu.

W głębokości 395 m leży granica między górną i dolną częścią odcinka wiercenia Y, na którym przebijano serię cieszyńską, powtarzającą się w skomplikowanych formach, tzn. granica między drugą i trzecią „kaskadą". Samo to rozgraniczenie uważam za dyslokację tego samego typu, jaką przyjąłem wyżej w głębokości 268,5 m na górnej granicy tego odcinka. I tu i tam pod warstwami starszymi — cieszynitami związanymi z dolnymi łupkami cieszyńskimi i ustawionymi stromo w jądrowej części fałdu — przychodzą z wypadnięciem ogniw pośrednich wyższe warstwy serii cieszyńskiej — łupki cieszyńskie górne, w obu przypadkach z łagodnymi upadami i z hieroglifami od góry. Przypuszczam więc, że w głębokości 395 m, tak samo jak wyżej w głębokości 268,5 m, następuje przesunięcie jądra leżącego przegubu fałdowego ku północy nad odwróconym skrzydłem.

Trzecia „kaskada". — W tej dolnej części opisywanego wiercenia u góry, w rdzeniowej partii na głębokości 214,1-509,7 m mamy łupki cieszyńskie typu „górnego" — ciemnoszare, wapniste, z kilkocentymetrowymi wkładkami piaskowców strzałkowych, których ogólna miąższość na całość 9 m rdzenia wynosi 102 cm, a więc 11,6%. Odpowiednie próbki płuczkowe, zawierające ciemnoszare łupki wapniste z 5% piaskowców strzałkowych, uzyskuje się od razu pod cieszynitami, w głębokości 395 m aż do 430 m. Dalej do 450 m procent tych piaskowców urobku spada do 1%[7]. Upady w rdzeniach na całym rozpatrywanym odcinku są regularne i wynoszą 10-30°. Położenie hieroglifów zmienia się kilkakrotnie tak, że zmuszony jestem przyjąć istnienie przegubów pomiędzy niektórymi rdzeniami, a nawet pomiędzy poszczególnymi ułamkami jednego rdzenia, mimo że tych przegięć tu nie zaobserwowałem. W drugim mia-

---

[7] Poniżej głębokości 450 m materiału płuczkowego nie przeglądałem.

nowicie od góry jednometrowym rdzeniu z tego odcinka, wziętym z głębokości 433,5-436,8 m, który składa się z luźnych krążków, na jego 20-tym centymetrze hieroglify znajdują się na górze wkładki piaskowcowej, na jego zaś 80-tym centymetrze są one na dole. Zakładam więc, że w obrębie tego rdzenia istnieć musi ciasny przegub synklinalny [8], łączący górną część — odwróconą, sięgającą w górę do płaszczyzny nasunięcia w głębokości 395 m i dolną część — normalną, która, jak zobaczymy niżej, w dole zamyka się znów przegubem antyklinalnym. Przeguby te są leżące. Ze względu na styl tektoniczny całości tego odcinka profilu wiercenia Y, gdzie powtarzają się zawinięcia fałdowe, spadające ku północy w formie kaskad, przyjąłem północne pochylenie warstw w tym rdzeniu łącznie z takimże pochyleniem przegubu synklinalnego. Niżej w dwu rdzeniach, wydobytych z odcinka 448-478,5 m, zaobserwowałem w trzech miejscach hieroglify, ułożone na górnej powierzchni warstewek piaskowcowych. Widocznie leżący przegub antyklinalny — górny przegub trzeciej „kaskady" — zamknął się na odcinku nierdzeniowanym pomiędzy głębokościami 413-448 m, w łupkach cieszyńskich górnych. Prawdopodobnie nastąpiło to w ich najniższej stratygraficznie części kontaktującej z wapieniem cieszyńskim, gdyż w drugim od góry metrze rdzenia, uzyskanego z głębokości 448-450,8 m, pomiędzy jego pięćdziesiątym a siedemdziesiątym centymetrem, wśród wkładek piaskowcowych z hieroglifami na górze znajduje się w łupkach cieszyńskich górnych wkładka wapienna. Łagodny upad obserwowany w tych dwu rdzeniach orientuję w kierunku południowym odpowiednio do ich położenia w odwróconym skrzydle leżącego fałdu.

W następnym rdzeniu opisywanego tu odcinka, wziętym z głębokości 500,2-506,2 m, znów mamy w łupkach cieszyńskich górnych przy łagodnym upadzie hieroglify na dolnej powierzchni wkładki piaskowcowej. Znów więc pomiędzy rdzeniami w głębokości 478,5-500,2 m musiał być przebity nieobserwowany przegub synklinalny. Kierunek upadu orientuję w tym rdzeniu ku północy, zgodnie z całokształtem stylu tektonicznego tej części przekroju. W ostatnim rdzeniu tej partii, wydobytym z głębokości 505,7-509,7 m, mamy łupki czarne, zlustrowane i roztarte, z kalcytem zdiastrofizowanym. Mogą to być łupki cieszyńskie górne, lokalnie nie zawierające wkładek piaskowcowych.

Normalne położenie warstw łupków cieszyńskich górnych w ostatnio rozpatrzonym odcinku potwierdzone jest napotkaniem kompleksu

---

[8] Opieram się przy tym na otrzymanej od technika geol. Z. Mnicha informacji o tym, że oglądany przeze mnie omawiany rdzeń znajdował się dokładnie w takim stanie, w jakim wyszedł z aparatu. Jak widać z tabl. IV, nawet gdyby zaszła tu pomyłka, sens tektoniczny tego odcinka wiercenia w zasadzie by się nie zmienił.

bezpośrednio starszego stratygraficznie zaraz poniżej nich, w najniższe części zwartego profilu warstw cieszyńskich, tj. do głębokości 554,5 m Otrzymano stąd dwa rdzenie. W pierwszym z nich, wyższym, czterometrowym, wziętym z głębokości 526,1-532 m, od 0 do 180 cm od góry występują łupki czarne, wapniste, z jednocentymetrowymi wkładkami piaskowców strzałkowych, tworzącymi ok. 3% skały. Jest to więc nadal typ litologiczny łupków cieszyńskich górnych. Zapadają one regularnie pod kątem 40-45°. Kieruję ten upad ku północy zgodnie z orientacją wyższych trzech rdzeni. Pod łupkami cieszyńskimi górnymi przychodzą wapieni gładkie, które tworzą pozostałą, dolną część rdzenia. Zrazu, od 180 do 300 cm, zapadają one w poszczególnych odcinkach u góry pod kątem 35° niżej zaś — pod kątem 65°. Występują w nich u góry żyły kalcytowe grubości kilku milimetrów na powierzchniach warstwowania i w szczelinach spękań pionowych o biegu równoległym do biegu warstw. W dole wspomnianego 120-centymetrowego odcinka szczeliny i żyły zapadają pod kątem 10° w kierunku przeciwnym do upadu warstw. Od 300 do 370 cm od góry w następnym odcinku tego rdzenia mamy w wapieniu przegub. Zapadanie warstw wapienia pod kątem 65° w górze przechodzi tu u dołu w zapadanie pod kątem 55°, skierowane wprost przeciwnie. Całość przegubu jest przecięta pionową szczeliną o biegu równoległym do biegu warstw wypełnioną dwumilimetrową warstewką kalcytu.

Orientując upad górnej części tego wapienia zgodnie z jego nadkładem ku północy, zamykam opisany przegub od północy jako następny z kolei skręt spadającej kaskadowo ku północy podjednostki wiślickiej — dalszy przegub trzeciej „kaskady".

Ostatnim w dole odcinkiem opisywanego rdzenia, od jego 370-400 cm od góry, jest osobny fragment wapienia, zapadający pod kątem 10°. Orientację tego upadu opieram na następujących rozważaniach:

1° niżej przychodzą w wierceniu Y dwukrotnie powtórzenia utworów serii cieszyńskiej wśród utworów jednostki podśląskiej;

2° litologiczne cechy ilastych utworów serii podśląskiej i związana z tym ich rola jako „smaru" nasunięcia cieszyńskiego pozwalają traktować je jako kompleks podścielający dość zgodnie serię cieszyńską, w tym przypadku — podjednostkę wiślicką. Dlatego uważam, że powtórzenia serii cieszyńskiej wśród podśląskiej można traktować jako synklinalnie leżące zafałdowania „nadkładu" cieszyńskiego i antyklinalne leżące zafałdowania jąder fałdowych, utworzonych z serii podśląskiej;

3° rozwijając pkt. 2 przyjmuję istnienie poniżej dalszych dwóch przegubów, wysuniętych w czwartej „kaskadzie" dalej ku północy w stosunku do poprzednio opisanych. W profilu wiercenia Y pojawia się w nich bowiem spągowa seria podśląska.

Interpretując styl tektoniczny opisywanej partii przekroju odpowiednio do sformułowań zawartych w pkt. 1-3, orientuję dla opisywanego rdzenia od 370 do 400 cm od góry upad wapienia cieszyńskiego ku północy. W tę bowiem stronę przechodzą utwory serii cieszyńskiej przez wiercenie Y, spadając od trzeciej do czwartej „kaskady". Ta sama orientacja dotyczy też następnego rdzenia, najniższego ze zwartej serii cieszyńskiej, uzyskanego z głębokości 552-554,5 m. Są tam łupki czarne zlustrowane i roztarte, z kalcytem zdiastrofizowanym i z centymetrową wkładką wapienia w środku. Upad ten wynosi 20⁰.

2. *Przefałdowanie serii cieszyńskiej z serią podśląską — czwarta „kaskada"*

Poniżej zwartej serii cieszyńskiej w wierceniu Y, na odcinku rdzeniowania 565-632,6 m (na którym od głębokości 582,2 m począwszy w dół zaczęło się rdzeniowanie stuprocentowe, trwające do końca wiercenia) przychodzą utwory jednostki podśląskiej z dwoma powtórzeniami skał serii cieszyńskiej. Owe dwa wkłady cieszyńskie potraktowałem, jak to przedstawiłem wyżej, jako leżące synklinalne sfałdowania wyższej jednostki. Dzielą one przebitą wierceniem Y serię podśląską na dwa „przeguby", górny i dolny, oraz na monoklinę w dole. Określenie „przeguby" jest tu hipotetyczne, związane z przedstawioną wyżej przyjętą koncepcją tektoniczną [9].

Górny „przegub"

Przegub ten występuje tu w głębokości 565-585,5 m. Należą tu trzy pierwsze od góry rdzenie i górna część czwartego. Utwory serii podśląskiej składają się z łupków zielonych niewapnistych, czerwonych

---

[9] Przekładanie pstrej serii podśląskiej utworami typowymi dla serii cieszyńskiej może być również tłumaczone w ten sposób, że tektonicznie powtarza się tu wyłącznie jednostka podśląska. Jak bowiem stwierdził M. Książkiewicz (9), jednostka podśląska ma w swoim składzie u dołu własną serię cieszyńską. Nie skłaniam się jednak do takiego rozwiązania, gdyż w wierceniu X wkłady serii cieszyńskiej nie są wcale związane z serią podśląską jakąś orientacją stratygraficzną. Nie ma tu np. piaskowca grodziskiego, który — według M. Książkiewicza — w swej typowej litologii jest charakterystyczny dla jednostki podśląskiej. Natomiast pstra seria podśląska kontaktuje tu z utworami cieszyńskimi o charakterze litologicznym dolnej części serii cieszyńskiej (łupki cieszyńskie dolne i cieszynity, które w wierceniu Y spotykane są tylko w łupkach cieszyńskich dolnych). Dlatego też traktowanie ich jako zafałdowanych od góry najniższych partii jednostki cieszyńskiej wydaje mi się prostsze.

wapnistych, brązowych niewapnistych i czarnych niewapnistych. Mikro fauna znaleziona w nich i oznaczona przez F. Hussównę wskazuje na ze spół eoceński:

Cyclammina amplectens Grzyb.
Globigerina pseudobulloides Plummer
Globigerina triloba Reuss
Globigerina triloculinoides Plumme
Globigerina sp.
Glomospira charoides (Jon. & Parc.)

Cała ta seria jest zlustrowana. Upady wynoszą od 15⁰ do 40⁰. O góry ogranicza ją u stropu najwyższego rdzenia pięciocentymetrowy od cinek nawierconych łupków wapnistych, ze zdiastrofizowanym kalcy tem, należący zapewne jeszcze do serii cieszyńskiej jako łupki cieszyń skie dolne. A więc dopiero na dolnej granicy tych 5 cm przebiega grani ca pomiędzy trzecią i czwartą „kaskadą". U dołu, w dolnej części rdze nia, wziętego z głębokości 584,9-592,9 m, serię jednostki podśląskiej pod ściełają łupki cieszyńskie pierwszego wkładu cieszyńskiego, zapadając zgodnie w tym rdzeniu z serią podśląską. Kierując się tu już tylko przed stawioną wyżej koncepcją o zafałdowaniu jednostki podśląskiej w ka skadowych przegubach jednostki cieszyńskiej, ujmuję na tabl. IV i V t partię pstrych łupków w leżący przegub antyklinalny, zamknięty od pół nocy, chociaż sam przegub musi tu być poprowadzony hipotetycznie po między rdzeniami.

Pierwszy wkład cieszyński

Większą, dolną część rdzenia uzyskanego z głębokości 584,4-592,9 m cały rdzeń wzięty z głębokości 592,9-601,3 m oraz górne 130 cm rdzeni wydobytego z głębokości 601,3-605,3 m tworzą czarne łupki wapnist zapadające regularnie pod kątem 20-30⁰. Są one u góry przetkane war stwowymi żyłkami kalcytu. Zawierają pojedyncze kilkocentymetrow wkładki wapienia, syderytu, piaskowca strzałkowego, iłowca i rogowc Całość robi wrażenie łupków cieszyńskich dolnych. Zgodnie z przyjęt koncepcją układam z nich na tabl. IV i V leżący przegub synklinalny otwarty ku północy.

Dolny „przegub"

W dolnej części rdzenia, wziętego z głębokości 601,3-605,4 m, wy szło 1,75 m krążków łupków na przemian zielonych, czerwonych, czar nych, szarych i brązowych, wapnistych, rzadko niewapnistych, z upada mi od 25⁰ do 30⁰. Litologicznie odpowiadają one serii podśląskiej. F. Hus sówna oznaczyła z nich mikrofaunę, określając ją jako górno-kredow

Arenobulimina pressli (Reuss)
Arenobulimina sp.
Globigerina cretacea d'Orb.
Globigerinella aspera Ehrenb.
Globotruncana arca Cush.
Gümbelina globulosa (Ehrenb.)
Gyroidina florealis White
Gyroidina nitida Reuss
Pelosina complanata Franke
Psammosphaera fusca Schulze
Pseudotextularia varians Rzehak

Jak widzieliśmy wyżej (str. 328), w górnym „przegubie" stwierdzono zespół faunistyczny eoceński. Różnice stratygraficzne pomiędzy poszczególnymi nawierconymi odcinkami serii podśląskiej dobrze podkreślają jej charakter tektoniczny jako „smaru" jednostki cieszyńskiej, w którym górno-kredowo-eoceńska seria pstra uległa wywalcowaniu tracąc w różnych miejscach rozmaite ogniwa.

Traktując opisaną wyżej drugą od góry wkładkę warstw serii podśląskiej jako dolny leżący „przegub" umownie odwracam w jej połowie kierunek upadu w sensie antyklinalnego zamykania od północy.

Drugi wkład cieszyński

W dwu rdzeniach, wziętych kolejno z odcinków 605,4-611,6 m oraz 611,6-614,8 m, znajdują się cieszynity. Są one popękane i przetkane żyłkami kalcytowymi do tego stopnia, że miejscami burzą się w całości z HCl. W górnym rdzeniu są one przecięte powierzchniami, zapadającymi pod kątem 75-80^0. U samego dołu rdzenia występuje 20 cm łupków zielonych, wapnistych, zmiętych, z kalcytem zdiastrofizowanym. W dolnym rdzeniu płaszczyzny przecinające skałę zapadają od 50^0 u góry do 20^0 w dole. W rdzeniu tym cieszynit przedzielony jest na wysokości 30-50 cm od dołu wkładką czarnych łupków wapnistych [10]. Analogicznie jak to robiłem wyżej, również i tu płaszczyzny przecinające cieszynity biorę za ich powierzchnie warstwowe. Są one, traktując oba rdzenie jako całość, tak rozmieszczone (strome w górze, łagodnie zapadające w dole), że można je ująć koncepcyjnie w leżący przegub synklinalny otwarty ku północy, a więc w formę, jaka odpowiada stylowi tektonicznemu tej całej części wgłębnego przekroju.

Monoklina. — Pod wyżej opisanymi cieszynitami aż do stropowej granicy warstw mioceńskich, a więc na odcinku 614,8-632,6 m, mamy w czterech rdzeniach łupki wapniste zielone i czerwone, z mikrofauną górno-kredową oznaczoną przez F. Hussównę, a mianowicie:

---

[10] Brak objawów zmiany kontaktowej (zaniku wapnistości) w łupkach, wtrąconych w tę serię cieszynitową, tłumaczę tektoniką pointruzyjną, która mogła poprzesuwać żyły cieszynitowe, wyruszywszy je z miejsca ich pierwotnej intruzji.

Dorothia trochoides (Marsson)
Globigerinella aspera (Ehrenb.)
Globigerina cretacea d'Orb.
Globotruncana arca Cush.
Globotruncana conica White
Globotruncana sp.
Gyroidina nitida Reuss
Hormosina ovulum Grzyb.
Reussella szajnochae Grzyb.
Flabellina interpunctata (Marck)

W całej tej serii łupkowej znajduje się jedna pięciocentymetrowa wkładka piaskowcowa u góry i zagadkowa w tym zespole pięciocentymetrowa wkładka wapienia w dole. Całość zapada regularnie pod kątem 20-25^0. Orientuję ten upad ku północy, zgodnie z przyjętym kierunkiem upadu dolnego skrzydła ostatnio opisanej leżącej synkliny cieszynitów, a także zgodnie z pochyleniem stoku erozyjnej powierzchni paleozoiku, po którym, moim zdaniem, ponad otulającymi go osadami miocenu spłynęła tu podjednostka wiślicka ku północy fałdując się razem z jednostką podśląską.

Na głębokości 632,2 m przychodzi nasunięcie jednostki podśląskiej na miocen, tj. główne nasunięcie karpackie.

3. *Miocen*

Od głębokości 632,6 m do końcowej głębokości 814,7 m wiercenie Y przebijało utwory mioceńskie z ich typową litologią, z ich mikro- i makrofauną. Dzielę tę część profilu wiercenia na trzy partie: 1) miocen z wtrąceniami detrytycznymi i z serią fliszową, u dołu tzw. „łuska helwetu" (632,6-665,4 m); 2) iłołupki tortońskie (665,4-796,84 m); 3) zlepieniec podstawowy tortonu (796,84-814,7 m).

Cała ta seria ma pochylenie 0-20^0. Orientuję je w całości ku północy, traktuję bowiem dwa niższe z wymienionych ogniw tej serii pod względem strukturalnym jako osłonę pohercyńskiej rzeźby podłoża, naśladującą jej nierówność (pochylenie ku północy) wskutek osiadania (kompakcji — por. str. 333-334). Po tej osłonie zsuwałaby się ku północy również „łuska helwetu". W całości tej serii mioceńskiej uderza jej słabe zaangażowanie tektoniczne, odzwierciedlające się w teksturze skał i kontrastujące z silnym „przerobieniem tektonicznym" nadkładu.

„Łuska helwetu?"

W najwyższej partii utworów mioceńskich występują iłołupki szare, piaszczyste, wapniste i rzadko piaskowce wapniste, szare, mikowe, o ziarnie kwarcowym mniejszym niż 0,1 mm. Częściej mamy tu zlepieńce z elementami otoczakowymi o średnicy 2 mm-1,5 cm. Otoczakami tymi są kwarc i czarne niewapniste łupki typu karbońskiego. Razem nadają one zlepieńcom kolor biało-czarny („pstry zlepieniec" A. Trnobransky'ego). Zlepieniec ten tworzy w rdzeniach wkłady grubości od 5 cm do 1,35 m,

obejmujące łącznie 3,07 m, co na 10,75 m całości uzyskanego stąd materiału skalnego daje 22,5%. Oprócz zlepieńców widać także w najwyższym rdzeniu tej partii, wziętym z głębokości 632,6-634,8 m, płaskie otoczaki czarnych łupków niewapnistych (karbońskich?), o średnicy 1-3 cm, tkwiące w iłołupkach mioceńskich w położeniu równoległym do powierzchni warstwowych.

W rdzeniu wydobytym z głębokości 640,3-648,4 m, w zlepieńcu znalazłem ośródkę ślimaka długości 4 mm, ze skorupką zachowaną w szczątkach (fig. 1). Według orzeczenia W. Kracha „zarys zwoju przypomina rodzaj *Tornatina* lub *Melanopsis*, znane z miocenu". W tymże rdzeniu W. Krach znalazł gatunek *Vaginella depressa*, według jego słów „pospolicie występujący w helwecie, a mniej często w tortonie". Jego zachowane skręty i zachowana w szczątkach delikatna skorupka świadczą, podobnie jak i cała tekstura utworów mioceńskich analizowanego przekroju, o małym wpływie tektonicznym, jaki na nie wywierały przewalające się nad nimi masy skalne fliszu.

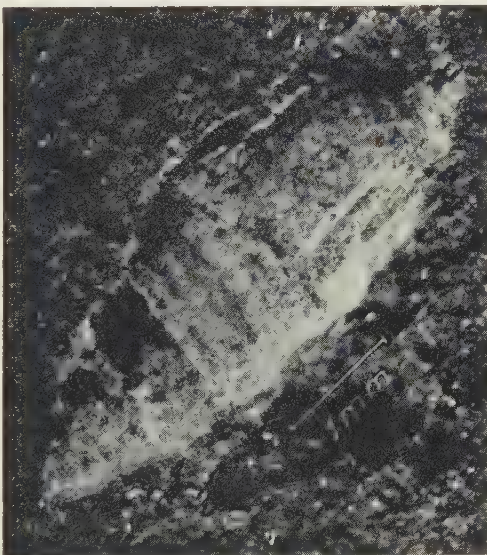


Fig. 1
Ślimak znaleziony w miocenie wiercenia Y pod nasunięciem mas fliszu karpackiego w rdzeniu, wziętym z głębokości 640,3—648,4 m.

Cała opisana dotychczas z wiercenia Y partia mioceńska pochylona jest regularnie pod kątem od 0^0 do 20^0, jak przyjąłem, ku północy.

Oprócz skał mioceńskich znamy na tym odcinku także utwory starsze. W rdzeniu wziętym z głębokości 648,4-660,1 m znalazł się, na długości 35 cm, pomiędzy dwiema partiami zlepieńca mioceńskiego, cieszynit[11]. Jest to blok w zlepieńcu, albo wkład tektoniczny. Jak to uzasadniam niżej (por. str. 337), przychylam się do drugiej alternatywy.

Cały rdzeń, który wyszedł z głębokości 660,1-665,4 m, długości 270 cm, oprócz zlepieńca mioceńskiego, występującego w nim między

[11] Skała ta została świeżo wydobyta z rdzeniówki w czasie mego pobytu na wierceniu, nie w mojej jednak obecności; jej petrograficznego określenia dokonał J. Tokarski.

205-240 cm od góry, składa się ze skały o typie przerobionego fliszu zewnętrznego (por. str. 314-315). Łupki czarne, niewapniste, między 0-100 cm oraz 130-170 cm tego rdzenia, mogłyby odpowiadać jakimś łupkom czarnym fliszu. Natomiast pomiędzy 100-130 cm oraz 240-270 cm mamy tu ił zielony i czerwony, wapnisty, w którym tkwią rozrzucone ziarna kwarcu o średnicy 0,5-2 mm. Skała ta jest zupełnie podobna do skały wydobytej w wierceniu X w rdzeniu wziętym z głębokości 532,1-533,8 m, spomiędzy tortonu w górze i karbonu w dole. Podobnie jak tam, F. Hussówna znalazła tu i oznaczyła mikrofaunę:

Globigerina bulloides d'Orb. *Globorotalia scitula* Brady *Nonion pompilioides* Fichtel & Moll *Uvigerina* sp.	formy mioceńskie
Cystammina subgaleata Vasiček *Dendrophrya* sp.	formy eoceńskie niecharakterystyczne
Ammobaculites formosensis Nakamura *Arenobulimina pressli* (Reuss) *Dorothia trochoides* (Marsson) *Glomospira charoides* (Jon. & Parc.) *Haplophragmoides* sp. *Placentammina placenta* (Grzyb.) *Polymorphina* sp. *Pseudoclavulina subparisiensis* (Grzyb.) *Pulvinulinella* cf. *velascoensis* (Cush.) *Ramulina aculeata* d'Orb. *Reussella szajnochae* Grzyb. *Rhabdamina* sp. *Spiroplectammina cloto* Grzyb. *Spiroplectammina excolata* (Cush.)	formy kredowe

Według F. Hussówny fauna ta przedstawia, podobnie jak we wspomnianym rdzeniu z wiercenia X, mieszaninę form mioceńskich, eoceńskich i kredowych. Mielibyśmy tu więc znów do czynienia z rozmyciem w morzu mioceńskim (helweckim?) fliszu wcześnie nasuniętego ku północy a może nawet autochtonicznego. Mimo spokojnego układu zarówno tego „fliszu" w wierceniu Y, zapadającego pod kątem 5^0, jak i całej leżącej tu nad nim serii mioceńskiej, uważam tę część przekroju za „łuskę helwetu", składającą się ze starszego miocenu (helwetu?) z przerobionym fliszem w spągu, nasuniętą ku północy na torton i spadającą ku północy po jego powierzchni. Interpretację tę opieram na następujących argumentach:

1^0 Trudno jest zadowalająco wytłumaczyć występowanie wśród skał mioceńskich obcych elementów w postaci pstrych utworów fliszowych przez zmywanie fliszu do osadów tortonu przedgórza, tortonu „wrosłego" na nierównościach podłoża karbońskiego. W osadach tych gromadziły się bowiem raczej produkty niszczenia utworów karbonu, flisz natomiast był w opracowywanym przekroju rozmywany na miejscu raczej w cyklu poprzedzającym torton, jak o tym świadczą stosunki napotkane w wierceniu X, gdzie flisz przerobiony na miejscu znajduje się pod zlepieńcem podstawowym tortonu (por. wyżej str. 314);

2^0 znaleziono w opisywanej serii przez W. Kracha formę *Vaginella depressa*, częstą w helwecie;

3^0 rozwój transgresji mioceńskiej w „niecce" przed- i podkarpackiej, przedstawiony na fig. 8a i rozpatrzony niżej (str. 337-339), świadczy o możliwości występowania osadów helweckich pod nasunięciem karpackim na południe od dotychczas rozpoznanego wierceniami tortonu „wrosłego" na karbonie.

Iłołupki tortońskie

Środkowa partia mioceńska profilu wiercenia Y, nie zbadana dotychczas faunistycznie, ma wszelkie cechy litologiczne iłołupków tortonu, znanych nam skądinąd, m. in. z wiercenia X (por. str. 313). Są to iłołupki wapniste, szare, z kilkucentymetrowymi wkładkami piaskowców, występujących co kilka do kilkudziesięciu cm lub jeszcze rzadziej. Jak i w wierceniu X, piaskowce są tu dwojakiego rodzaju: jedne mają ziarno kwarcowe mniejsze niż 0,1 mm, zawierają mikę i wykazują skorupowość; w drugich ziarno kwarcowe jest większe (0,1-0,5 mm), piaskowce są przekątnie warstwowane i gromadzą sieczkę roślinną na powierzchniach warstwowych. Pierwsze nazywam skorupowymi, drugie zaś „chropawymi" (por. str. 313). Bardzo rzadko trafiają się wśród iłołupków tortońskich kilkocentymetrowe wkładki zlepieńcowe o elementach do 5 mm średnicy. Upady w iłołupkach wynoszą średnio $3-5^0$, rzadko podnosząc się do 8^0, a całkiem lokalnie tuż przy granicy spągowej do 25^0, niekiedy zmniejszając się do 0^0. Orientuję kierunek tego pochylenia ku północy, sądząc, że torton otula tu kompakcyjnie garb karboński, którego zbocze zapada ku północy w profilu wiercenia Y (por. str. 313).

Szczególnym rysem strukturalnym partii iłołupków tortońskich, napotkanym w wierceniu Y, są powierzchnie tnące tę serię z pochyleniem pod kątem 40^0-60^0, zorientowanym w kierunku upadu warstw, z rysami ślizgowymi biegnącymi równolegle do pochylenia powierzchni ślizgowej. Znalazłem te powierzchnie w rdzeniach z głębokości 673,5-675,5, 694-694,8, 713-713,5, 719,4-723 i 761-761,3 m. Uważam je za ślady osiadania utworów tortonu nad zapadającym ku północy stokiem pogrzebanego

garbu paleozoicznego, jako wynik albo naturalnej kompakcji przy sedymentacji i diagenezie, albo nacisku ze strony przetaczających się w górze mas fliszowych. Prawdopodobnie działały tu oba wskazane wpływy. Na zmiany teksturalne, zachodzące w osadzie tortońskim w okresie jego powstawania, związane z morfologią podłoża, wskazuje rdzeń wydobyty z głębokości 711,5-717,6 m. W piątym od góry metrze tego rdzenia, na odcinku zawartym między 50-53 cm od góry, znalazłem piaskowiec „chropawy" w warstewce, zawijającej się wypukłym przegubem w górę upadu i wklinowującej się tym przegubem w górę upadu pomiędzy dwie warstwy iłołupkowe, które zapadają pod kątem 5° (fig. 2). Zjawisko to uważam za dowód zwijania się świeżo osadzonej warstwy piaskowcowej (mułu piaszczystego) w dół po sedymentacyjnej powierzchni mioceńskiej, wysłanej śliskim iłołupkiem (iłem) i pochylonej ku północy nad zboczem pogrzebanego garbu paleozoicznego. Forma ta była zapewne następnie rozmyta i potem przykryta wyższą warstwą iłołupku (iłu).

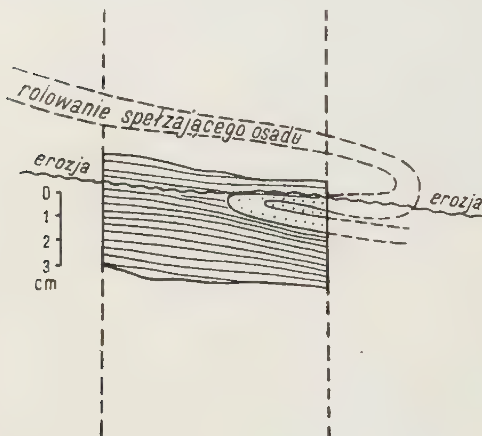


Fig. 2
Fragment rdzenia z wiercenia Y, wziętego z głębokości 711,5-717,6 m — Piaskowiec sfałdowany w łupku w czasie sedymentacji

Począwszy od głębokości 703,3 m w dół iłołupki tortońskie w rdzeniach wiercenia Y stają się bardziej ciemnoszare niż w stropie. Podobne zjawisko obserwowałem w rdzeniach wiercenia X na głębokości 498,6 m (por. wyżej str. 313). Jest możliwe, że oba fakty mają znaczenie stratygraficzne i że obie podane głębokości z obu wierceń znajdują się na tej samej stratygraficznej granicy. W wierceniu X mamy pod tą granicą tylko kilka metrów iłołupków nad stropem podstawowego zlepieńca (tabl. II), gdy tymczasem w wierceniu Y jest ich prawie 100 m. Być może, wynika to z pierwotnego skrócenia profilu w wierceniu X (późniejsze osadzanie się tam zlepieńca), a częściowo również może z nierównomiernego ściśnięcia iłołupków tortońskich pomiędzy ich podłożem i przewalającym się nadkładem.

Zlepieniec podstawowy tortonu

Najniższą partię mioceńską i zarazem najniższy odcinek profilu wiercenia Y stanowi podstawowy zlepieniec tortonu. Leży on pod iło-

łupkami tortonu i nad erozyjną powierzchnią karbonu, przebiegającą prawdopodobnie tuż poniżej spodu wiercenia. Zaczyna się on w górze ostrą granicą w rdzeniu wziętym z głębokości 796,5-807,7 m na jego 34-tym centymetrze i występuje do końcowej głębokości wiercenia Y — 814,7 m. Słabo obtoczone elementy tego zlepieńca mają średnicę 1-5 mm, dochodząc niekiedy do 1 cm, a nawet 3 cm. Są to kwarce i czarne łupki niewapniste, zapewne karbońskie. Są tu też skały zmetamorfizowane, nieco bardziej obfite niż w wierceniu X (por. str. 314). Otoczaki te są spojone masą białą niewapnistą, zawierającą prawdopodobnie kaolin z rozłożonych skaleni.

Nieco odmienny skład tej skały w stosunku do zlepieńca z wiercenia X pochodzi z jego odmiennego niż tamten położenia w stosunku do paleomorfologii i budowy geologicznej grzbietu pohercyńskiego. Mianowicie w partii grzbietu, zawartej pomiędzy wierceniami X i Y, mogą się znajdować zlepieńcowate pokłady karbońskie warstw siodłowych, pochylone łagodnie ku północy pod kątem mniejszym, niż skierowane w tę samą stronę nachylenie stoku paleomorfologicznego. Warstwy te z różnych przyczyn natury paleogeograficznej, a także ze względu na to, że pakiety ich łatwiej zesuwały się ku północy po horyzontach łupkowych w kierunku niskiej lokalnej bazy erozyjnej, mogły być znoszone w większej obfitości ku północy, niż ku południowi. Stąd materiał zmetamorfizowany „egzotyczny“ mógł w większej ilości gromadzić się na trzeciorzędnym złożu w zlepieńcu podstawowym tortonu po północnej stronie grzbietu pohercyńskiego.

Upady w tym podstawowym zlepieńcu wynoszą 3-15^0. Orientuję je ku północy, zgodnie z całością interpretacji przekroju.

Po przeprowadzeniu analizy stosunków strukturalnych, napotkanych w profilach wierceń X i Y, zakończyłem również prowadzone równolegle ich syntetyczne porównanie. Wówczas tabl. V mogła być, zgodnie z wypracowaną syntezą, wykończona w szczegółach. Wówczas to można było na tym rysunku wyznaczyć z nachyleniem skierowanym ku północy dwie dyslokacje, znalezione w wierceniu Y na głębokości 268,5 m i 395 m. Takie bowiem nachylenie najlepiej odpowiada stylowi tektonicznemu przekroju, który starałem się rozpoznać, a mianowicie spadaniu mas cieszyńskich ku północy w „kaskadach“ nad pochylonym ku północy stromym stokiem pogrzebanego grzbietu.

ZESTAWIENIE ZAGADNIEŃ

Zbierając na końcu w jedną całość wnioski, wyciągnięte z przeprowadzonej w rozdziale poprzednim analizy i syntezy opisywanego przekroju, postaram się uwydatnić niżej wszystkie zasadnicze zagadnienia,

które można na jego tle sformułować. Ponieważ, jak to widzimy na tabl. V, przekrój jest „piętrowy", tzn. przecina w pionie kolejno struktury różne wiekiem, rozwojem i stylem budowy, związane z nim zagadnienia wyliczę również „piętrowo" — od dołu ku górze, w dwojakiego rodzaju naświetleniu: lokalnym i regionalno-porównawczym.

A. WNIOSKI LOKALNE

1. Skały karbońskie, którymi szczegółowo zajmuje się na tym terenie w osobnej pracy T. Bocheński *(2)*, zapadają w opracowywanym przekroju najprawdopodobniej ku północy pod łagodnym kątem kilku do kilkunastu stopni. Jest to chyba ich pierwotne pochylenie hercyńskie, jeśli weźmiemy pod uwagę jego regularność i występowanie regionalne. Wpływ tektoniki alpejskiej na głębsze podłoże Alpidów wyraził się tu prawdopodobnie tylko w przypowierzchniowych zaburzeniach warstw, w ich spękaniach i w zlustrowaniach niektórych partii łupkowych serii karbońskiej oraz w intruzji typu cieszynitowego. Z drugiej strony, paleomorfologiczna forma pohercyńska działa aktywnie na tektonikę mas fliszowych, jak o tym będzie mowa niżej w punkcie 7.

2. Oddawna znanym faktem jest, że rzeźba pohercyńska powoduje w tym rejonie powstanie deniwelacji, dochodzących miejscami do 1000 m. W rozpatrywanym przekroju, na odległość 1675 m pomiędzy wierceniami X i Y, różnica hipsometryczna powierzchni stropowej karbonu wynosi co najmniej 330 m. Prawdopodobnie mamy tu do czynienia z jeszcze większym gradientem paleomorfologicznym. Jak już bowiem zaznaczono wyżej (str. 313), wiele danych zebranych spoza rozpatrywanego przekroju wskazuje, że oś owego pogrzebanego grzbietu przechodzi pomiędzy wierceniami X i Y o ok. 520 m na północ od wiercenia X. Dlatego pochylenie powierzchni pogrzebanego grzbietu ku północy oceniam na ok. 20^0, ku południowi zaś — na 15^0. Pohercyńskie zwietrzenie powierzchni pogrzebanego grzbietu wynosi w profilu wiercenia X 26,5 m.

3. Na nierównej pohercyńskiej rzeźbie karbonu ułożył się flisz, który następnie uległ rozmyciu i przerobieniu przez morze mioceńskie (helweckie?), starsze niż morze normalnego dla tego rejonu cyklu tortońskiego. Był to flisz albo autochtoniczny, albo wcześnie nasunięty. Odznacza się on charakterystycznym składem litologicznym łupków pstrych przemieszanych z kwarcami, znikąd poza tym nie znanym mi z Karpat. Jest to wynik albo jego odrębności facjalnej (np. jeśli był on ułożony na miejscu na warstwach karbońskich), albo przemycia w morzu mioceńskim, gdzie kwarce byłyby mioceńską domieszką litologiczną, podobnie jak pomieszane są w nim otwornice mioceńskie z fliszowymi według orzeczenia F. Hussówny. Jeżeli flisz zewnętrzny był tu pierwotnie osadem autochtonicznym, paleomorfologiczna pohercyńska, obficie poroz-

cinana powierzchnia karbonu stanowiłaby swoiste dno brzeżnej części „geosynkliny“ karpackiej. Być może, głębokie porozcinanie tej powierzchni byłoby właśnie wynikiem istnienia niskich baz erozyjnych, związanych z wginaniem się południowej części struktur hercyńskich w tę formę „geosynklinalną“, gdzie rodziły się nowe założenia strukturalne właściwe fliszowi. Forma ta mogła wciągać w ten sposób w swój obręb nie tylko starą strukturę, lecz i starą rzeźbę. Byłby to dowód ciekawej zależności lokalnej form paleomorfologicznych od zmian tektonicznych wyższego rzędu. Niżej w punkcie 7 postaram się sformułować zależność idącą w odwrotnym kierunku — od form paleomorfologicznych w podłożu do prawidłowości regionalnej budowy geologicznej w górnym piętrze strukturalnym.

4. Morze tortońskie ingredowało na paleomorfologiczną powierzchnię pohercyńską nie niszcząc zbytnio jej rzeźby, ale usuwając osady starszej transgresji mioceńskiej (helweckiej?). W dolnej części utworów tego cyklu, we wklęśnięciach starego reliefu, nagromadzały się lokalne produkty niszczenia struktury karbońskiej w postaci spągowego zlepieńca tortonu. Wyżej ułożyły się łupki. Seria tortońska przystosowała się swoim ułożeniem do nierówności paleomorfologicznych podłoża ulegając kompakcyjnemu osiadaniu połączonemu z pęknięciami pakietów warstwowych i ze spełzywaniem świeżo osadzonych warstw w dół nierówności pogrzebanego stoku. Mimo że nad osadami tortońskimi przetoczyły się następnie masy karpackie, które swym naciskiem spowodowały jego jeszcze ściślejsze dostosowanie się do nierówności podłoża, bezpośrednio nie widać tego wpływu w rdzeniach pobranych z iłołupków tortońskich, w przeciwieństwie do rdzeni wydobytych z nasuniętej serii karpackiej.

5. Przyjęcie istnienia „łuski helwetu“, przywleczonej z południa, na podstawie obserwacji, poczynionych na rdzeniach wiercenia Y na odcinku 632,6-665,4 m, jest na razie tylko hipotezą roboczą. Przeciw niej świadczyłoby łagodne ułożenie i brak zaangażowania tektonicznego wchodzących w rachubę utworów, łącznie z zachowanymi szczegółami budowy ślimaka, znalezionego w tej serii (fig. 1). Również występowanie w niej cieszynitu, znalezionego w rdzeniu (por. wyżej str. 331) — mimo wiarygodnych informacji załogi i technika geologicznego o miejscu wydobycia tej skały — może budzić wątpliwości co do znalezienia go wśród serii mioceńskiej. Z drugiej strony analogia z brzegiem Karpat morawskich (por. tabl. VI, część I) dopuszcza, jak to zobaczymy niżej we wnioskach regionalnych i porównawczych, istnienie bardziej na południu, pod Karpatami cieszyńskimi, starszej serii mioceńskiej, osadzonej w innej niecce niż ta, w którą wlał się normalny cykl tortoński.

6. Jednostka podśląska swym ilastym typem skał tworzy w szerokim znaczeniu tego słowa „smar“ tektoniczny wyższych jednostek kar-

packich. Zrozumiałe jest, że w naszym przekroju może się ona fałdować razem z najniższą cieszyńską podjednostką wiślicką.

7. Seria cieszyńska w tektonice swej zdradza wyraźną zależność od pogrzebanej paleomorfologii pohercyńskiej, działającej poprzez kompakcję miocenu. Na tabl. V widać, jak jej najniższy element, podjednostka wiślicka, razem ze „smarem" podśląskim spada w swoim ruchu ku północy z grzbietu karbońskiego, rolując się w cztery „kaskady". Jest to jakby osuwisko tektoniczne. Na wyrównaną przez podjednostkę wiślicką powierzchnię wspina się z kolei podjednostka wyższa, goleszowska. Ma ona do przezwyciężenia nagromadzoną w kaskadach i inwersyjnie podniesioną masę podjednostki wiślickiej, która dobudowuje grzbiet podłoża od strony północnej. Podnosząc się po tej nowoutworzonej powierzchni ku północy podjednostka goleszowska wspina się z kolei i spiętrza przed zaporą w strefie „B", a za nią zluźnia się w formie płaskiej synkliny „D" (tabl. I). Wklęśnięta charakterystyczna strefa „A" wyznaczałaby obniżenie w podłożu, skąd wyszły obie podjednostki w ich posuwaniu się na wzniesienie pohercyńskie. W ten sposób paleomorfologia pohercyńska w naszym przekroju znajduje, moim zdaniem, oddźwięk w tektonice karpackiej.

B. WNIOSKI REGIONALNE I PORÓWNAWCZE

1. Opracowanie przekroju idącego przez wiercenia X i Y jest ogniwem w całości powojennej wspólnej akcji geologów czeskosłowackich (m. in. w *4, 5*) i polskich (m. in. w *9, 10, 15*), zmierzającej ku dokładnemu rozpoznaniu stosunku Karpat do ich przedpola i podłoża. Na podstawie nowoczesnych prac wiemy już dzisiaj, że, począwszy od Bochni na wschodzie po bramę morawską na zachodzie, Karpaty nasuwają się ciasno na strukturę sudecką w Czechosłowacji i na południowo-wschodnie przedłużenie wału Pompeckiego w Polsce (zagłębie węglowe i kuesta jurajska, *19*); są one oddzielone od tego podłoża jedynie cienką serią „wrosłego" tortonu. W dalszym ciągu zostało to potwierdzone w naszym przekroju, gdzie wykryto ponadto szczegóły wzajemnej zależności między strukturą i morfologią wgłębną z jednej strony, powierzchniową zaś budową — z drugiej.

Zagadnienie helwetu jako cyklu wypełniającego we wcześniejszej fazie rozwojowej osobne wklęśnięcie w budowie skomplikowanej strukturalnie i morfologicznie, jak to obrazowo przedstawia rysunek M. Dlabača (tabl. VI, część I), zostało w obecnej pracy również wysunięte w związku z przekrojem cieszyńskim, na razie w postaci hipotezy roboczej. Możliwe jest, że, jeśli utwory helweckie zostaną pod naszymi Karpatami znalezione, będą one zawierały detrytyczny materiał karpacki. W takim przy-

padku bowiem ich miejsce osadzania się byłoby bliższe zaczątkowych, powstających wtedy Karpat niż nasz „wrosły" torton przedgórza, który z Karpatami ma dzisiaj kontakt jedynie tektoniczny. Paleogeograficzne związanie helwetu z Karpatami, podobnie jak jest on z nimi związany (w innym położeniu strukturalnym) w zagłębiu wiedeńskim *(18)*, może mieć i w naszej strefie duże znaczenie dla poszukiwań węglowodorów. Rozwinięta bowiem rzeźba rodzących się Karpat mogła mieć poważny wpływ na pierwotne nagromadzenie materii organicznej w helweckiej molasie.

2. Zależność między pohercyńską rzeźbą podłoża z jednej strony i tektoniką jednostki cieszyńskiej z drugiej, jaka wynika z przeprowadzonej analizy przekroju idącego przez wiercenia X i Y i z syntetycznego ujęcia zanalizowanego materiału, pozwala szukać wschodniego przedłużenia podziemnego garbu, o jakim mowa, wzdłuż analogicznych stref tektonicznych, a więc wzdłuż południowego skrzydła synkliny „C" (tabl. I). Dlatego też byłbym skłonny widzieć oś tego grzbietu między wierceniami M i N (profile V i VI na tabl. I).

3. Wnioski wysnute z rozpatrywania stosunku jednostki cieszyńskiej do jej podłoża i z opracowania materiału wiertniczego są dla mnie poparciem wniosków podobnych, do których doszedłem gdzieindziej *(17)*, odnoszących się do zależności jednostki magurskiej od formy i budowy geologicznej powierzchni, po której przesuwała się ona ku północy. Podobną zależność znalazłem ostatnio w innym jeszcze profilu tej strefy (tabl. VI, część III). W obu przypadkach zachodzi tam spiętrzenie nasuniętej od południa jednostki magurskiej tuż przed nawierconym garbem podłoża, utworzonego z jednostki śląskiej, i jej sfałdowanie przy spadaniu ku północy z tego garbu. I tu i tam garb ten wydaje się być grzbietem tektoniczno-erozyjnym. Znalazłszy obecnie w przekroju cieszyńskim dalsze potwierdzenie tezy o stosunku nasuniętych jednostek karpackich do ich podłoża i pozyskawszy nowe doświadczenie tym śmielej można prowadzić dalsze rozpoznanie zarówno w strefie magurskiej, jak i w innych strefach karpackich. Jasne też jest teraz, że związki między podłożem i nadkładem są tu skomplikowane i raczej *pośrednie* — wcale nie tak proste, jak sobie pierwotnie wyobrażałem o „oknach żywieckich" *(16)*, gdzie pod każdym karpackim oknem tektonicznym chciałem widzieć wypiętrzenie powierzchni stropowej paleozoiku.

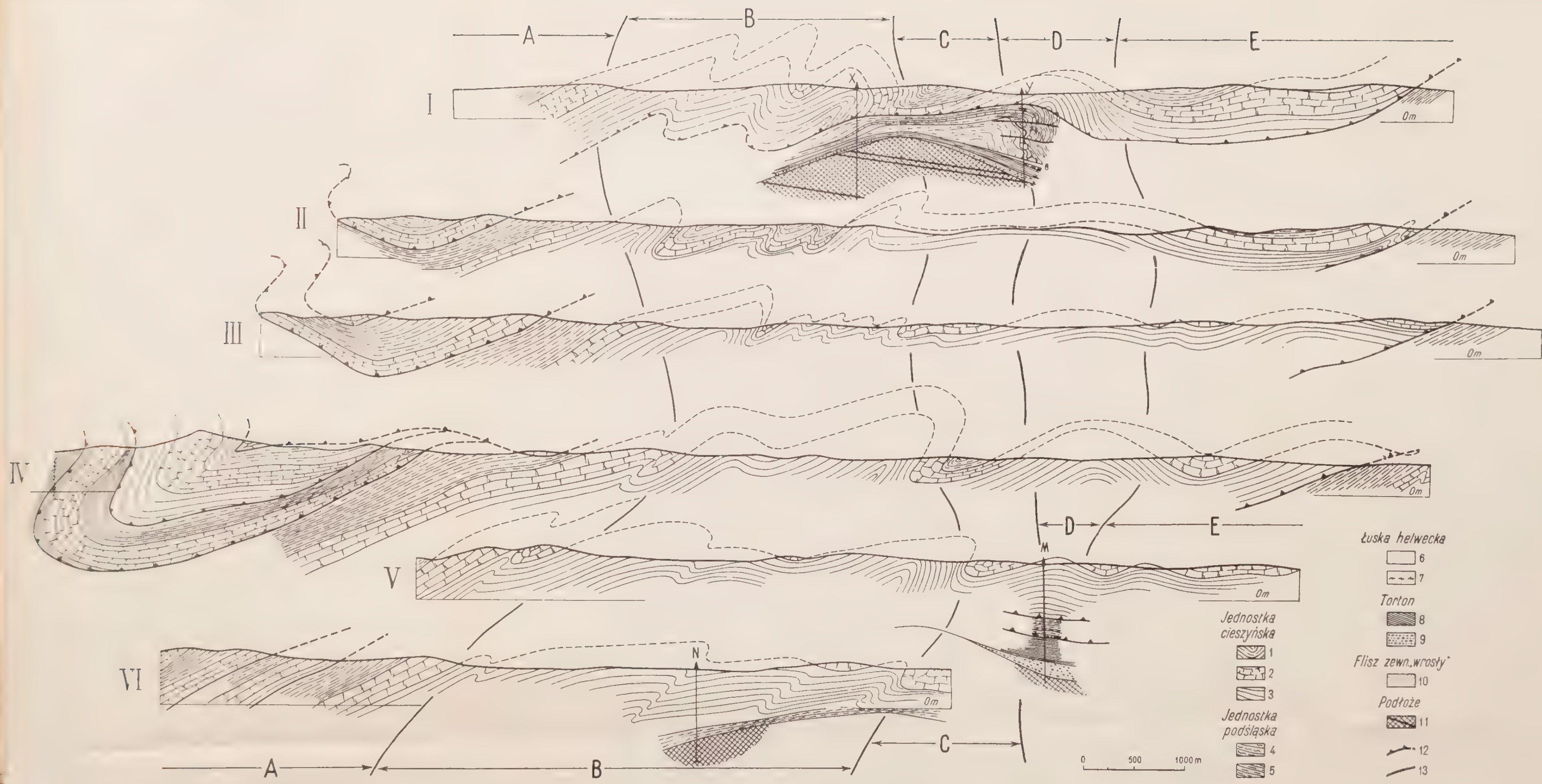
4. W dobrze udokumentowanym przekroju cieszyńskim stwierdzono wyraźny *wpływ tektoniczny wgłębnej formy paleomorfologicznej podłoża*, i to w strefie, gdzie — zgodnie z naszymi dotychczasowymi pojęciami — intensywne ruchy tektoniczne alpejskie powinny były nie dopuścić zależności tego rodzaju. Okazuje się więc, że przy *pewnym typie* tektoniki i przy *pewnej skali* zjawisk stara budowa wpływa na nową za

pośrednictwem form paleomorfologicznych. Sprawdzenie tej tezy w szerszej skali pozwoli, jak sądzę, lepiej rozumieć różnorodne komplikacje piętrowych struktur, zwłaszcza struktur pozakarpackich.

Katedra Geologii złóż ropy i gazu
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, w marcu 1954 r.

LITERATURA CYTOWANA

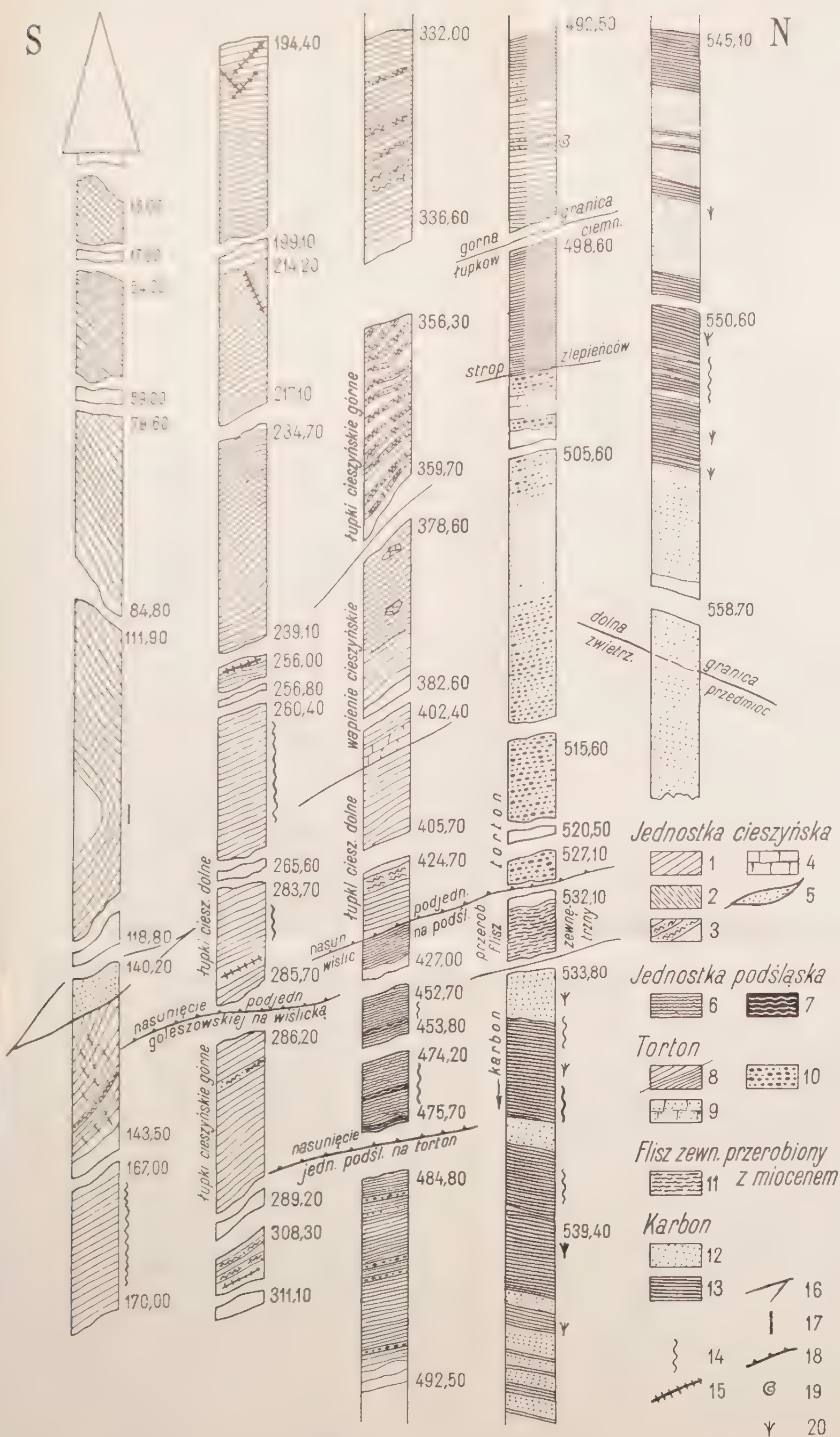
1. BECK H. & GÖTZINGER G. Geologische Karte des Ostrau-Karwiner Steinkohlenbeckens, der West-Beskiden und des sudetischen Randgebietes, 1 : 100 000. Wien 1932.
2. BOCHEŃSKI T. Południowa granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (w rękopisie).
3. BURTANÓWNA J., KONIOR K. & KSIĄŻKIEWICZ M. Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Wydawnictwa Śląskie P. A. U. Kraków 1937.
4. DLABAČ M. Geologické výsledký vrtných praci ve Vyskovském úvalu mezi Slavkovem a Vyškovem. Sbornik Státn. Geol. Ust. Č. S. R. XIII. Praha 1946.
5. HOMOLA VL. Hranický devon a jeho vztah k soustave sudetske a karpatské. Ibidem XVII. Praha 1950.
6. KARNKOWSKI P. Deformacje pokrystalizacyjne w Karpatach środkowych (w rękopisie).
7. KONIOR K. Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Biała-Bielsko. Wydawnictwa Śląskie P. A. U. Kraków 1938.
8. KSIĄŻKIEWICZ M. Der Bau des südlichen Teiles der Teschener Zone zwischen der Olsa und der Weichsel. Bull. Int. Ac. Pol. Sci., Sér. A. Kraków 1932.
9. KSIĄŻKIEWICZ M. Objaśnienie arkusza Wadowice. P. I. G. Warszawa 1951.
10. KSIĄŻKIEWICZ M. Regionalna geologia Polski, t. I, Karpaty, z. 2. Tektonika, rozdz. XII: Karpaty fliszowe pomiędzy Olzą a Dunajcem. P. Tow. Geol. Kraków 1953.
11. NOWAK J. Zur Altersfrage der Intrusionsgesteine der Teschener Decken. Bull. Int. Ac. Pol. Sci., Sér. A. Kraków 1930.
12. PETRASCHECK W. Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. Verh. Geol. R.-A. Wien 1912.
13. SZAJNOCHA WŁ. Wapienie cieszyńskie w Goleszowie na Śląsku. Rozprawy P. A. U., t. XXI. Kraków 1922. — Teschener Kalke in Gollaschau in Polnisch-Schlesien. Bull. Int. Ac. Sci. sér. A. 1922.
14. SZAJNOCHA WŁ. Przekrój warstw karpackich między Ustroniem a źródłowiskami Wisły pod Magórką i Baranią. P. Tow. Geol., Roczn. I. Kraków 1922.
15. TOŁWIŃSKI K. Brzeg Karpat (The Carpathian Marginal Region). Acta Geol. Pol. t. I. Warszawa 1950.
16. TOKARSKI A. Grojec i żywieckie okna tektoniczne. Pol. Sł. Geol., Biul. 28. Warszawa 1947.
17. TOKARSKI A. La découverte des formes tectoniques nouvelles dans des Carpathes polonaises. Congr. Géol. Int. C.-R. XIX. Alger 1953.
18. URBAN K. Prispěvek k poznánî hlubšiho miocenú v jižnim okolî Hodonina. Sborn. Statn. Geol. Ust. Č. S. R. XIII. Praha 1946.
19. ZWIERZYCKI J. Zagadnienie złóż soli potasowych w Polsce. Przegląd Górn. t. III, Katowice 1947.



Elementy strukturalne pogórza cieszyńskiego

(Wg M. Książkiewicza, 3, 8 — budowa powierzchniowa zmodyfikowana, wg opracowań Wł. Szajnochy, 13 — wiercenie N; wg danych A. Trnobransky'ego — wiercenie M; wg obserwacji własnych — wiercenia X i Y. Zestawił A. Tokarski)

Jednostka cieszyńska: 1 łupki cieszyńskie górne, 2 wapienie cieszyńskie, 3 łupki cieszyńskie dolne — Jednostka podśląska: 4 łupki pstre, 5 łupki cieszyńskie (wg Trnobransky'ego) — Łuska helwecka: 6 iłołupki z wkładami detrytycznymi, 7 flisz wewnętrzny w spągu łuski (rozmyty w miocenie) — Torton: 8 iłołupki, 9 zlepieniec podstawowy — Flisz: 10 flisz zewn. „wrosły", rozmyty w miocenie — Podłoże: 11 karbon — 12 nasunięcia — 13 dyslokacje — A, B, C, D strefy strukturalne; X, Y, M, N wiercenia; I-VI poszczególne przekroje

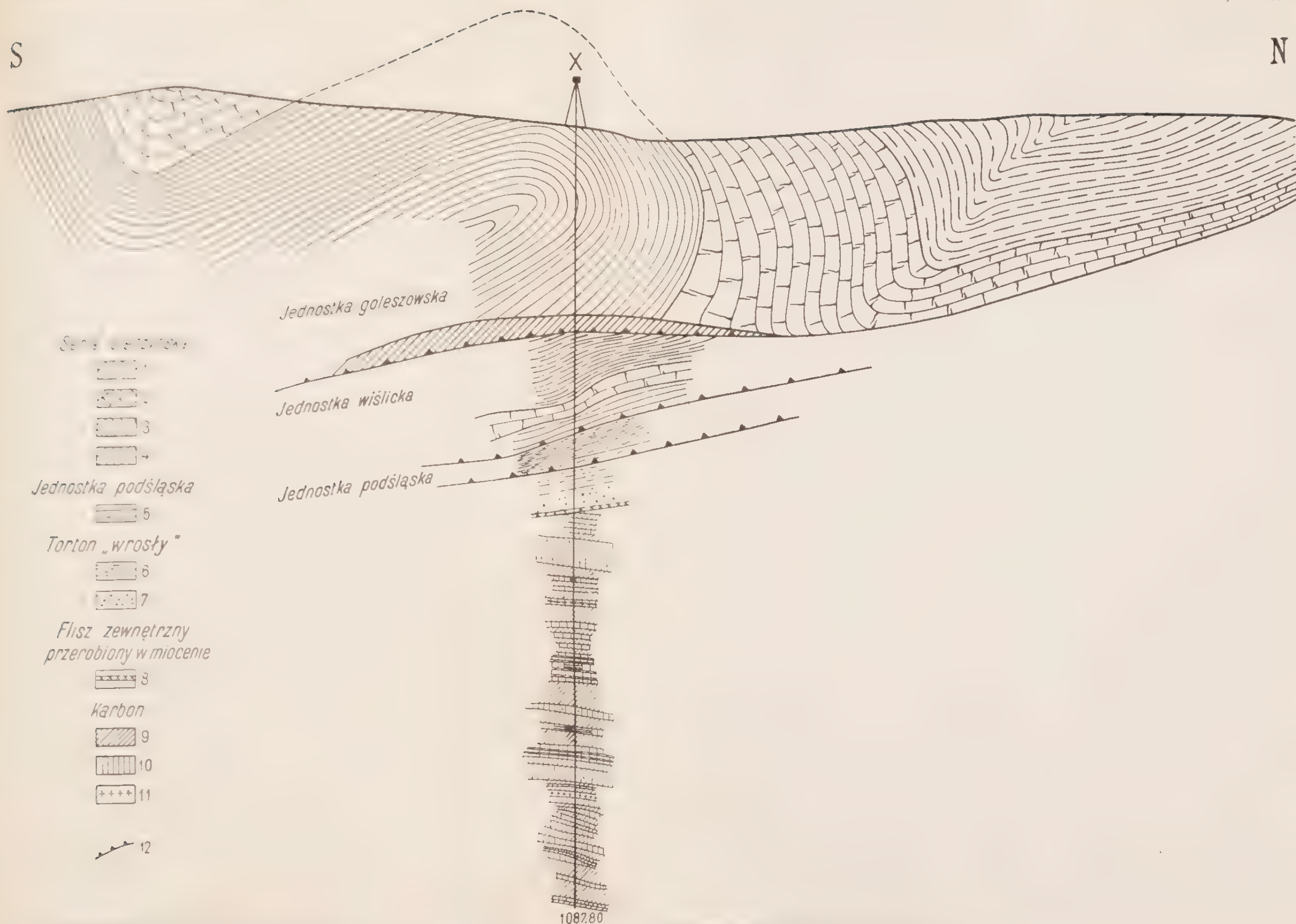


Zestawienie rdzeni wiercenia X

Skala 1 : 5.000

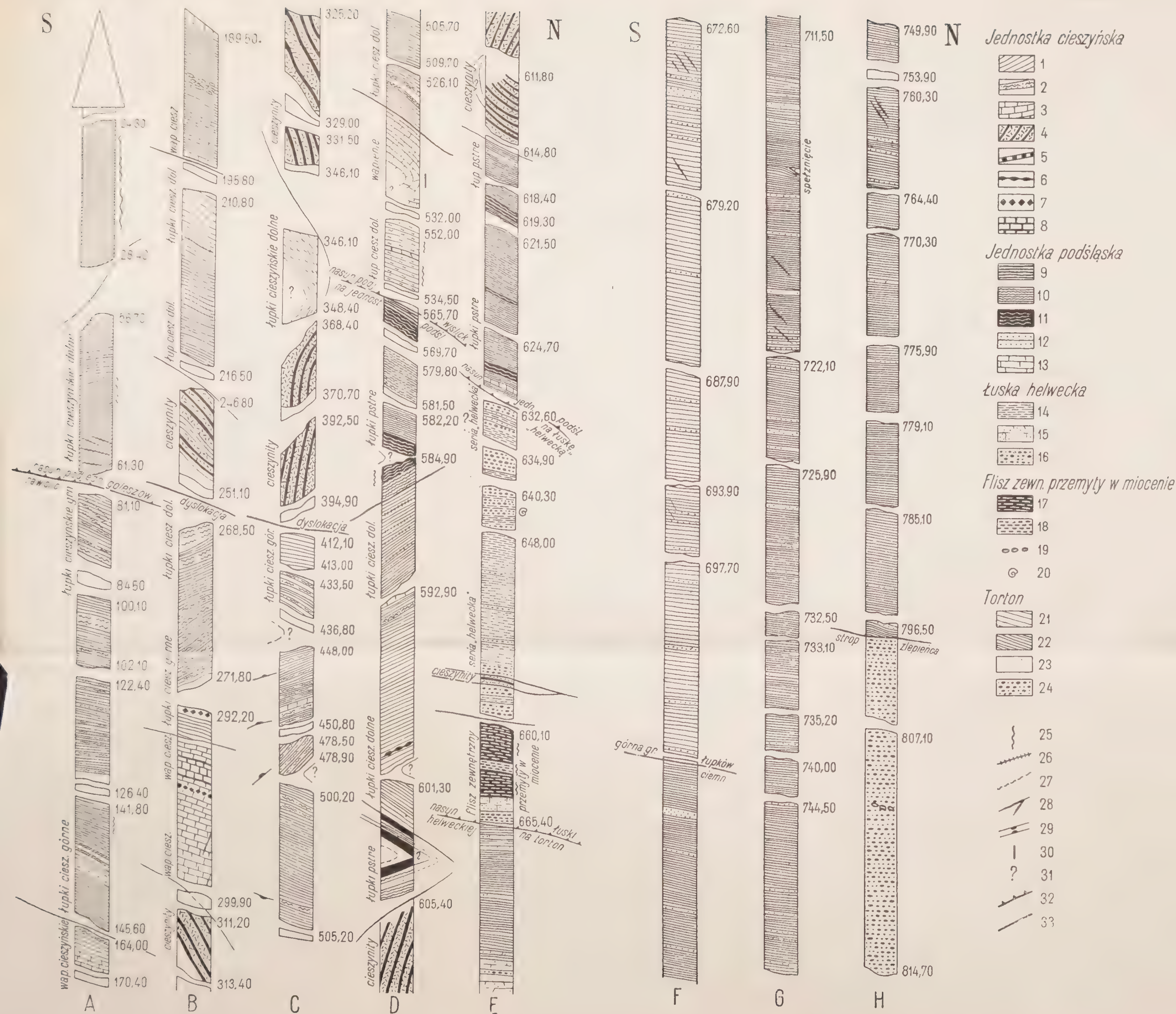
Jednostka cieszyńska: *1* łupki szare, ciemnoszare i czarne, wapniste, typu cieszyńskiego, *2* iłowce szare, wapniste, *3* piaskowce strzałkowe, *4* wapienie typu cieszyńskiego, *5* porwak piaskowca karbońskiego — Jednostka podśląska: *6* łupki zielone, *7* łupki czerwone — Torton: *8* iłołupki szare, *9* piaskowce, *10* zlepieńce — Flisz zewn. przerobiony z miocenem: *11* ił zielony wapnisty z kwarcami — Karbon: *12* piaskowce, *13* łupki czarne — *14* zmięcie tektoniczne — *15* strzałka kalcytowa — *16* szczeliny — *17* bezpośrednio obserwowane przeguby i przegięcia — *18* nasunięcia — *19* makrofauna mioceńska — *20* flora karbońska

Uwaga: Rdzenie z liczbą głębokości, wypisaną na obu końcach, są pobrane w sposób nieciągły (< 100%). Rdzenie z liczbą głębokości, wypisaną tylko u góry, są wzięte w sposób ciągły (100%).



Przekrój geologiczny przez wiercenie X
(narysowany przed wykonaniem wiercenia Y)
Powierzchnia wg M. Książkiewicza *(3, 8)*
Skala *1* : 5.000

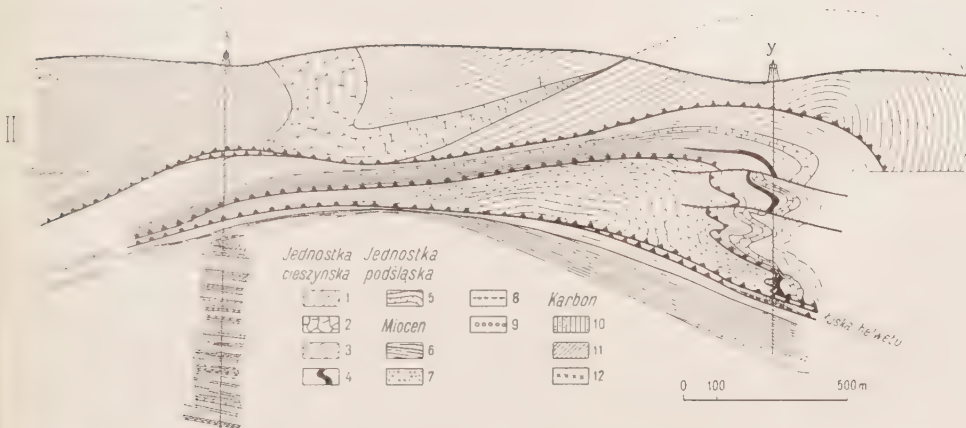
Seria cieszyńska: *1* łupki cieszyńskie górne, *2* wapienie cieszyńskie, *3* łupki cieszyńskie dolne, *4* brekcja tektoniczna — Jednostka podśląska: *5* łupki pstre — Torton „wrosły": *6* iły tortońskie, *7* zlepieniec podstawowy — Flisz zewn. przerobiony w miocenie: *8* iły zielone z kwarcami — Karbon: *9* partia łupkowa, *10* partia piaskowcowa, *11* magmatyk — *12* nasunięcia



Zestawienie rdzeni wiercenia Y

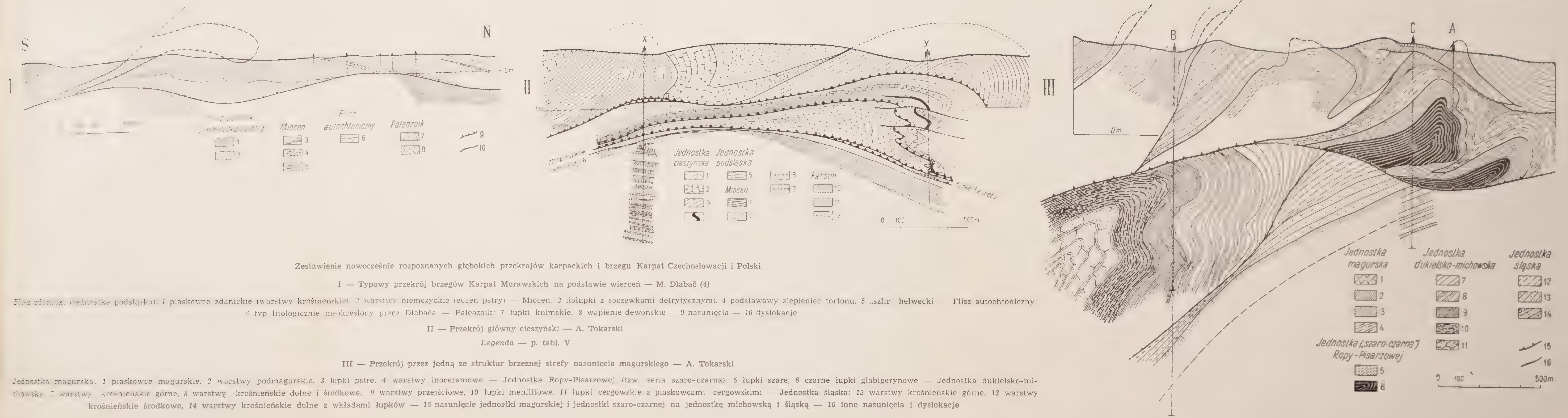
Jednostka cieszyńska: *1* łupki ciemnoszare i czarne, typu cieszyńskiego, *2* piaskowce strzałkowe, *3* wapienie typu cieszyńskiego, *4* cieszynity (z powierzchniami oddzielenia), *5* rogowiec, *6* syderyt, *7* piryt, *8* metamorfoza kontaktowa w wapieniach (zrogowacenie) — Jednostka podśląska: *9* łupki czarne, *10* łupki zielone, *11* łupki czerwone, *12* piaskowce, *13* wapień — Łuska helwecka - a) miocen (helwet?): *14* iłołupki szare, *15* piaskowce, *16* zlepieńce; b) flisz zewn. przemyty w miocenie: *17* ił czarny, *18* ił zielony z kwarcami, *19* pojedyncze otoczaki łupków czarnych, *20* makrofauna — Torton: *21* iłołupki szare, *22* iłołupki ciemnoszare, *23* piaskowce, *24* zlepieńce — *25* zmięcie tektoniczne — *26* strzałka kalcytowa — *27* brekcja kalcytowa (kalcyt zdiastrofizowany) — *28* szczeliny — *29* hieroglify — *30* bezpośrednio obserwowane przeguby i przegięcia — *31* przeguby przypuszczalne — *32* nasunięcia — *33* dyslokacje

Uwaga: Rdzenie z liczbą głębokości, wypisaną na obu końcach, są pobrane w sposób nieciągły (< 100%). Rdzenie z liczbą głębokości, wypisaną tylko u góry, są wzięte w sposób ciągły (100%)



Przekrój główny na linii wierceń X, Y

Jednostka cieszyńska: *1* łupki cieszyńskie górne, *2* wapienie cieszyńskie, *3* łupki cieszyńskie dolne, *4* cieszynity — Jednostka podśląska: *5* margle i łupki pstre — Miocen: *6* łupki szare, w dole ciemniejsze, *7* zlepieńce i piaskowce — *8* flisz zewn. przerobiony w miocenie — *9* brekcja — Karbon: *10* piaskowce, *11* łupki, *12* magmatyk — *X*, *Y* wiercenia



Zestawienie nowocześnie rozpoznanych głębokich przekrojów karpackich i brzegu Karpat Czechosłowacji i Polski

I — Typowy przekrój brzegów Karpat Morawskich na podstawie wierceń — M. Dlabač *(4)*

Flisz ždanicki, jednostka podśląska: *1* piaskowce ždanickie (warstwy krośnieńskie), *2* warstwy niemczyckie (eocen pstry) — Miocen: *3* iłołupki z soczewkami detrytycznymi, *4* podstawowy zlepieniec tortonu, *5* „szlir" helwecki — Flisz autochtoniczny: *6* typ litologicznie nieokreślony przez Dlabača — Paleozoik: *7* łupki kulmskie, *8* wapienie dewońskie — *9* nasunięcia — *10* dyslokacje

II — Przekrój główny cieszyński — A. Tokarski

Legenda — p. tabl. V

III — Przekrój przez jedną ze struktur brzeżnej strefy nasunięcia magurskiego — A. Tokarski

Jednostka magurska. *1* piaskowce magurskie, *2* warstwy podmagurskie, *3* łupki pstre, *4* warstwy inoceramowe — Jednostka Ropy-Pisarzowej (tzw. seria szaro-czarna): *5* łupki szare, *6* czarne łupki globigerynowe — Jednostka dukielsko-michowska. *7* warstwy krośnieńskie górne, *8* warstwy krośnieńskie dolne i środkowe, *9* warstwy przejściowe, *10* łupki menilitowe, *11* łupki cergowskie z piaskowcami cergowskimi — Jednostka śląska: *12* warstwy krośnieńskie górne, *13* warstwy krośnieńskie środkowe, *14* warstwy krośnieńskie dolne z wkładami łupków — *15* nasunięcie jednostki magurskiej i jednostki szaro-czarnej na jednostkę michowską i śląską — *16* inne nasunięcia i dyslokacje

TADEUSZ WIESER

Spostrzeżenia nad sedymentacją zlepieńców fliszu karpackiego

WSTĘP

W ramach prowadzonych pod kierownictwem prof. M. Książkiewicza z ramienia Polskiej Akademii Nauk badań nad genezą fliszu karpackiego wykonane zostały w roku 1953 wstępne prace nad wyjaśnieniem powstania i warunków sedymentacji zlepieńców karpackich. Badania te zainicjowano na obszarze arkusza Wadowice, gdzie już wcześniej był poznany skład petrograficzny i stosunki ilościowe głównych typów egzotyków, wchodzących w skład tamtejszych zlepieńców kredy śląskiej *(19)*. Zebrany materiał w postaci obserwacji i pomiarów w najbardziej dogodnych do tego celu odkrywkach nad rzeką Skawą dał, mimo swych skromnych rozmiarów, wiele interesujących danych. Wyniki te zestawiono w sposób graficzny dla ułatwienia ich interpretacji (p. niżej s. 351-356). W przyszłości badania te mają być rozszerzone na inne obszary i poziomy stratygraficzne. Ich celem jest uzyskanie pełnego obrazu warunków sedymentacji zlepieńców fliszowych.

WYSTĘPOWANIE ZLEPIEŃCÓW

Spośród zbadanych występowań zlepieńców jedno z nich dostarczyło najwięcej danych dzięki doskonałemu odsłonięciu dużej rozmiarami soczewki zlepieńców górno-istebniańskich (g. kreda). Odkrywka ta znajduje się nad rzeką Skawą w odległości ok. 400 m na S od mostu kolejowego w Mucharzu k. Wadowic.

Dzięki intensywnej erozji bocznej rzeki Skawy i silniejszej cementacji osadów zawierających zlepieńce powstała kilkumetrowa stroma ściana, przechodząca pod rzeką w próg. Bieg warstw w tej partii osadów, wskutek wielkiej grubości ławic i występowania licznych diaklaz, możliwy był do określenia jedynie w sąsiednich odsłonięciach drobnoziarnistych sedymentów klastycznych. Wartość jego i wartość kąta upadu wynoszą: 295^0 SW 31^0. Powierzchnie diaklaz o odmiennej niż grubsze ławice rozciągłości (330^0, 360^0, 30^0) odznaczają się także znacznie większym upadem (70-90^0).

Kształt soczewki zlepieńców lub raczej tzw. kieszeni i jej rozmiary w pewnym stopniu przedstawia fig. 1, w której płaszczyzna projekcji nie jest ani całkowicie zgodna z przekrojem prostopadłym do uławicenia, ani też równoległa do dłuższej osi soczewki.

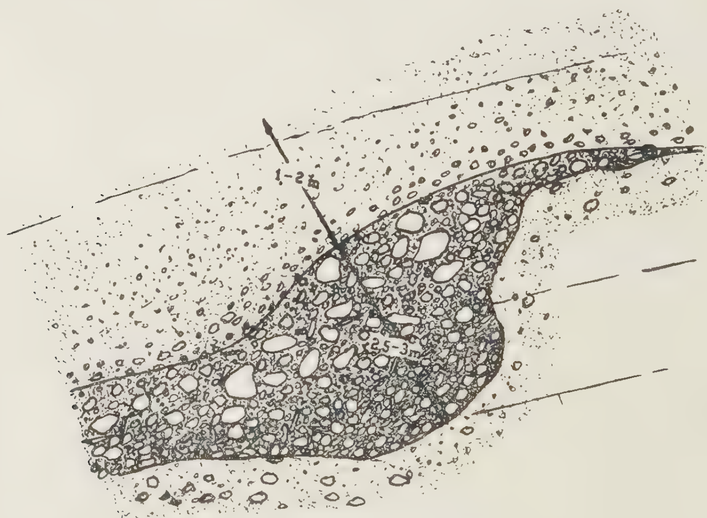


Fig. 1
Przekrój soczewki zlepieńca w odkrywce nad rzeką Skawą koło Mucharza
(opis w tekście)

Jak wynika z fig. 1, w spągu i w stropie soczewki znajdują się osady bardziej drobnoklastyczne, z tą jednak różnicą, że w spągu przejście ze żwirowców w zlepieńce jest raptowne i w bezpośrednim sąsiedztwie kontaktu sygnalizowane jest pojawieniem się rozrzuconych miejscami większych otoczaków. Zmiany w uziarnieniu w stropie są na ogół stopniowe, mimo że większe średnicą egzotyki w tej właśnie przejściowej strefie osiągają najpokaźniejsze rozmiary (do 45 cm ϕ), tekstura gradacyjna w obrębie odsłonięcia jest przeto słabo zaznaczona. W dolnej części „kie-

szeni" spoiwo jest skąpe, typu raczej porowego, tzn. że zapełnia ono luki pomiędzy stykającymi się otoczakami. Składa się ono z piasku w towarzystwie iłu i żwiru kwarcowego, skaleniowego lub skalnego. Zawartość węglanu wapnia bardzo mała. Materiał gruboklastyczny na ogół jest dobrze przesegregowany pod względem wielkościowym. Przeciętna wielkość średnicy egzotyków wynosi ok. 10 cm. W górnej partii spoiwo staje się wyraźnie składnikiem podstawowym i uzyskuje nawet przewagę objętościową nad fragmentami skalnymi. Panującą frakcją okruchową jest tu żwir o średnicy ziarn od 8 do 10 mm, spojony z kolei piaskiem i iłem z drobną przymieszką $CaCO_3$. Na ogół selekcja wielkościowa materiału gruboklastycznego jest w tej partii słaba, a jego średnica waha się od kilku do 45 cm. Zwiększanie się zawartości frakcji żwirowej prowadzi stopniowo, jednocześnie ze zmniejszaniem się liczby i większymi rozmiarami egzotyków, do powstania normalnych żwirowców. Zmiana w typie uziarnienia w kierunku wydłużania się osi soczewki wydaje się być również stopniową.

W składzie litologicznym egzotyków uderza duża rozmaitość typów petrograficznych skał i na ogół bardzo dobry stan ich zachowania. Procentowe stosunki głównych odmian skał ujmuje niżej podane zestawienie:

	%%
Wapienie krynoidowe, bitumiczne, dolomity, marmury kalcytowe	8,5
Piaskowce glaukonitowe i kwarcytowe	10
Łupki grafitowe i grafitoidowe (lidyty)	1
Epignejsy, głównie serycytowo-albitowe i dwumikowe	44,5
Mezołupki dwumikowe i kerality	7
Granulity i katagnejsy aplitowe	17
Granity dwumikowe, mikroklinowe	2
Pegmatyty	1
Kwarce żyłowe	3,5
Liparyty i andezyty	5,5

We frakcji żwirowej, obok powszechnie spotykanych kwarców metamorficznych i żyłowych, zwraca uwagę stosunkowo wysoka zawartość uderzająco świeżego skalenia (głównie albitu), nadającego zlepieńcom wyraźną migotliwość (w wyniku refleksów od płaszczyzn łupliwości).

Orientację przestrzenną, wielkość, cechy morfologiczne i litologiczne większych, nadających się do pomiarów egzotyków przedstawia tabela 1.

(C. d. str. 348)

T a b e l a 1

Cechy morfologiczne i litologiczne egzotyków

L. p.	*Oś a (najdł.)* *Bieg*	*Upad*	*Oś b Upad*	*Wielkość*	*b/a*	*c/b*	*k*	*s*	*Postać*	*Obtoczenie*	*Litologia*	*Uwagi*
1	35°	SW 30°	SE 10°	29 × 18 × 13	0,63	0,72	0,67	1,81	półowoidalna	słabo obt. = 0,4	gnejs	pow. słabo zwietrzała
2	110°	NW 55°	SE 40°	20 × 13 × 10	0,65	0,77	0,69	1,65	owoidalna	średn. obt. = 0,7	piaskowiec	pow. nieco zwietrzała
3	142°	SE 28°	NE 50°	16 × 14 × 4	0,87	0,28	0,58	3,75	płytkowa	nieobtocz. = 0,3	łupek mik.	———
4	62°	SW 26°	SE 50°	17 × 11 × 6	0,65	0,54	0,62	2,33	elipsoidalna	słabo obt. = 0,5	wapień	pow. skorodowana
5	165°	SE 25°	SW 50°	10 × 9 × 5	0,90	0,55	0,77	1,90	grubopłytkowa	„ „ = 0,4	gnejs	pow. dość świeża
6	42°	SW 15°	SE 20°	14 × 10 × 6	0;71	0,60	0,67	2,00	kulista spłaszcz.	średn. obt. = 0,6	granulit	naloty wodorotlenku
7	95°	E 12°	S 70°	19 × 10 × 8	0,53	0,80	0,62	1,81	owoidalna	„ „ = 0,6	wapień	„ „
8	11°	S 24°	E 35°	18 × 15 × 12	0,83	0,80	0,82	1,37	romboedryczna	słabo obt. = 0,3	gnejs	pow. słabo zwietrzała
9	35°	SW 22°	SE 20°	31 × 21 × 13	0,68	0,62	0,67	2,00	płytkowa	„ „ = 0,4	gnejs	pow. dość świeża
10	35°	SW 30°	NW 18°	10 × 7 × 5	0,70	0,71	0,71	1,70	kulista	średn. obt. = 0,7	granulit	naloty wodorotlenku
11	37°	SW 43°	SE 10°	32 × 20 × 15	0,62	0,75	0,66	1,73	klinowata	słabo obt. = 0,4	gnejs	pow. słabo zwietrzała
12	145°	SE 19°	SW 70°	19 × 15 × 12	0,79	0,80	0,79	1,42	wielograniasta	„ „ = 0,4	gnejs	„ „ „
13	147°	SE 37°	SW 25°	9 × 5,5 × 3	0,61	0,55	0,60	2,42	elipsoidalna	średn. obt. = 0,6	granulit	naloty wodorotlenku
14	48°	SW 45°	SE 15°	15 × 9 × 9	0,60	1,00	0,72	1,33	owoidalna	słabo obt. = 0,5	liparyt	pow. dość świeża
15	60°	SW 15°	0°	17 × 12 × 12	0,71	1,00	0,79	1,21	romboedryczna	średn. obt. = 0,6	wapień	pow. skorodowana
16	150°	SE 12°	SW 25°	20 × 19 × 8	0,95	0,42	0,73	2,44	dyskoidalna	obtoczony = 0,8	piaskowiec	gruba strefa utlen.
17	32°	SW 11°	SE 23°	12 × 11 × 5	0,92	0,45	0,73	2,30	płasko romb.	średn. obt. = 0,6	granulit	naloty wodorotlenku
18	45°	SW 40°	SE 10°	20 × 10 × 9	0,50	0,90	0,62	1,67	klinowata	słabo obt. = 0,5	gnejs	dość zwietrzały
19	150^9	SE 20°	SW 45°	11 × 10 × 5	0,91	0,50	0,75	2,10	płytkowa	średn. obt. = 0,6	łupek mik.	słabo zwietrzały
20	30°	NE 22°	SW 25°	9 × 7 × 6	0,78	0,86	0,81	1,33	wielograniasta	„ „ = 0,6	granulit	„ „
21	55°	SW 28°	SE 12°	20 × 12 × 10	0,60	0,83	0,67	1,60	klinowata	„ „ = 0,7	granulit	„ „
22	125°	SE 15°	NE 30°	12 × 10 × 9	0,83	0,90	0,86	1,22	wielograniasta	słabo obt. = 0,5	piaskowiec	„ „
23	43°	SW 43°	SE 35°	21 × 13 × 11	0,62	0,85	0,69	1,55	romboedryczna	„ „ = 0,4	gnejs	pow. niezwietrzała
24	100°	W 74°	N 40°	9 × 8 × 3	0,89	0,37	0,67	2,84	dyskoidalna	średn. obt. = 0,6	łupek mik.	pow. dość zwietrzała

T a b e l a 1 (c. d.)

25	63°	SW 60°	SE 28°	8 × 6 × 4	0,75	0,66	0,72	1,75	płasko romb.	słabo obt. = 0,5	gnejs	prawie świeży
26	95°	W 57°	N 40°	10 × 8 × 6	0,80	0,75	0,78	1,50	wielograniasta	słabo obt. = 0,5	keralit	słabo zwietrzały
27	38°	SW 13°	SE 25°	10 × 7 × 4	0,70	0,57	0,66	2,13	płasko romb.	„ „ = 0,5	gnejs	„ „
28	16°	NE 8°	SW 54°	11 × 6 × 5	0,54	0,83	0,63	1,70	owoidalna	obtoczony = 0,8	piaskowiec	„ „
29	17°	SW 18°	SE 34°	27 × 18 × 8	0,67	0,44	0,59	2,81	elipsoidalna	słabo obt. = 0,5	keralit	„ „
30	143°	SE 36°	NE 20°	8 × 7 × 5	0,87	0,71	0,82	1,50	romboedryczna	średn. obt. = 0,5	liparyt	naloty wodorotlenku
31	36°	SW 28°	NW 24°	10 × 8 × 7	0,80	0,87	0,83	1,29	elipsoidalna	słabo obt. = 0,4	gnejs	słabo zwietrzały
32	146°	SE 20°	NE 35°	11 × 7 × 6	0,64	0,86	0,71	1,50	romboedryczna	„ „ = 0,4	gnejs	„ „
33	158°	SE 20°	NE 18°	6 × 4 × 3	0,67	0,75	0,70	1,67	„	„ „ = 0,5	gnejs	„ „
34	150°	SE 26°	SW 37°	12 × 9 × 8	0,75	0,89	0,79	1,31	wielograniasta	„ „ = 0,4	gnejs	„ „
35	45°	SW 28°	NW 20°	9 × 6 × 5	0,66	0,83	0,72	1,50	klinowata	„ „ = 0,4	gnejs	„ „
36	160°	NW 14°	SW 50°	8 × 5 × 4	0,62	0,80	0,68	1,62	wrzecionowata	obtoczony = 0,8	keralit	„ „
37	152°	SE 28°	NE 15°	7 × 4 × 3	0,57	0,75	0,63	1,83	„	średn. obt. = 0,6	epignejs	„ „
38	166°	SE 37°	SW 15°	7 × 5 × 4	0,71	0,80	0,74	1,50	klinowata	„ „ = 0,7	granulit	naloty wodorotlenku
39	25°	0°	NW 16°	8 × 6 × 6	0,75	1,00	0,83	1,17	romboedryczna	„ „ = 0,7	piaskowiec	dość zwietrzały
40	35°	NE 23°	SE 25°	7 × 6 × 3	,086	0,50	0,72	2,17	dyskoidalna	„ „ = 0,6	epignejs	„ „
41	165°	SE 22°	NW 40°	14 × 10 × 9	0,71	0,90	0,77	1,33	klinowata	„ „ = 0,7	granulit	„ „
42	151°	SE 27°	SW 20°	10 × 8 × 7	0,80	0,87	0,82	1,28	kulista	obtoczony = 0,9	piaskowiec	zwietrzały
43	162°	SE 15°	NE 70°	9 × 6 × 5	0,66	0,83	0,72	1,50	romboedryczna	słabo obt. = 0,4	aplit	słabo zwietrzały
44	160°	SE 24°	NE 23°	11 × 6 × 5	0,55	0,83	0,63	1,70	klinowata	średn. obt. = 0,6	granulit	„ „
45	45°	SW 30°	SE 32°	13 × 8 × 6	0,61	0,75	0,66	1,75	romboedryczna	słabo obt = 0,3	wapień	słaba korozja
46	172°	SE 18°	E 26°	10 × 8 × 7	0,80	0,87	0,82	1,28	„	„ „ = 0,4	gnejs	słabo zwietrzały
47	70°	SW 26°	0°	14 × 12 × 4	0,86	0,33	0,62	3,26	płytkowa	„ „ = 0,4	gnejs	„ „
48	78°	SW 23°	SE 80°	18 × 12 × 10	0,66	0,83	0,72	1,50	wielograniasta	średn. obt. = 0,5	wapień	dość skorodowany
49	132°	SE 65°	SW 25°	8 × 7 × 7	0,87	1,00	0,92	1,07	kulista	„ „ = 0,5	marmur	słabo skorodowany
50	128°	SE 22°	SW 20°	10 × 8 × 7	0,88	0,87	0,82	1,28	wielograniasta	słabo obt. = 0.4	gnejs	słabo zwietrzały
51	31°	0°	SE 30°	8 × 7 × 2	0,87	0,29	0,60	3,75	dyskoidalna	średn. obt. = 0,7	piaskowiec	dość „

T a b e l a 1 (c. d.)

L. p.	Oś a (najdł.) Bieg	Oś a (najdł.) Upad	Oś b Upad	Wielkość	b/a	c/b	k	s	Postać	Obtoczenie	Litologia	Uwagi
52	20°	SW 58°	SE 18°	13 × 10 × 7	0,77	0,70	0,75	1,64	wielograniasta	słabo obt. = 0,5	granulit	dość zwietrzały
53	19°	SW 52°	SE 14°	11 × 9 × 6	0,82	0,67	0,77	1,67	,,	,, ,, = 0,4	granulit	słabo zwietrzały
54	17°	NE 8°	SE 5°	15 × 10 × 5	0,67	0,50	0,61	2,50	dyskoidalna	,, ,, = 0,4	gnejs apl.	dość zwietrzały
55	85°	W 52°	NW 30°	9 × 8 × 7	0,89	0,78	0,86	1,21	romboedryczna	średn. obt. = 0,6	kwarc żył.	niezwietrzały
56	40°	SW 45°	SE 10°	7 × 6 × 2	0,86	0,33	0,63	3,25	płytkowa	,, ,, = 0,6	gnejs	słabo zwietrzały
57	45°	SW 9°	SE 20°	6 × 5 × 2	0,83	0,40	0,65	2,75	płytkowa	słabo obt. = 0,5	gnejs	,, ,,
58	132°	SE 15°	NE 24°	10 × 8 × 7	0,80	0,87	0,82	1,28	romboedryczna	,, ,, = 0,4	gnejs	,, ,,
59	66°	NE 8°	SE 1°	11 × 9 × 4	0,82	0,44	0,67	2,50	dyskoidalna	średn. obt. = 0,6	gnejs	,, ,,
60	110°	SE 52°	NW 33°	9 × 8 × 5	0,89	0,62	0,80	1,70	,,	,, ,, = 0,6	gnejs	,, ,,
61	90°	W 60°	E 30°	10 × 9 × 7	0,90	0,78	0,86	1,36	romboedryczna	słabo obt. = 0,4	kwarc żył.	niezwietrzały
62	22°	NE 18°	NW 1°	7 × 6 × 2	0,86	0,33	0,62	3,25	płytkowa	,, ,, = 0,5	gnejs	słabo zwietrzały
63	146°	SE 13°	SW 2°	9 × 8 × 7	0,89	0,87	0,89	1,21	romboedryczna	b.słabo obt. = 0,3	gnejs	,, ,,
64	48°	SW 20°	SE 9°	9 × 8 × 2	0,89	0,25	0,58	4,25	płytkowa	,, ,, ,, = 0,3	kwarc żył.	niezwietrzały
65	90°	E 22°	N 0°	8 × 7 × 7	0,87	1,00	0,92	1,07	wielograniasta	,, ,, ,, = 0,3	aplit	słabo zwietrzały
66	110°	SE 14°	SW 25°	7 × 5 × 4	0,71	0,80	0,74	1,50	romboedryczna	słabo obt. = 0,5	gnejs	,, ,,
67	52°	NE 12°	SW 72°	6 × 5 × 4	0,83	0,80	0,82	1,37	,,	,, ,, = 0,4	epignejs	,, ,,
68	158°	SE 8°	SW 1°	7 × 6 × 2	0,86	0,33	0,62	3.25	płytkowa	,, ,, = 0,5	gnejs apl.	,, ,,
69	10°	SW 7°	SE 29°	6 × 5 × 3	0,83	0,60	0,75	1,83	wielograniasta	średn. obt. = 0,6	kwarc żył.	niezwietrzały
70	163°	SE 26°	NW 36°	10 × 8 × 6	0,80	0,75	0,78	1,50	,,	,, ,, = 0,5	wapień	pow. dość skorod.
71	40°	SW 21°	SE 25°	6 × 4 × 3	0,67	0,75	0,69	1,67	klinowata	słabo obt. = 0,4	epignejs	słabo zwietrzały
72	39°	SW 30°	NW 24°	7 × 6 × 2	0,86	0,33	0,62	3,25	płytkowa	,, ,, = 0,5	epignejs	,, ,,
73	58°	SW 23°	SE 10°	7 × 7 × 1	1,00	0,14	0,52	7,00	,,	średn. obt. = 0,6	piaskowiec	,, ,,
74	45°	NE 6°	SE 15°	6 × 5 × 2	0,83	0,40	0,66	3,75	,,	słabo obt. = 0,4	kwarc żył.	niezwietrzały
75	150°	SE 15°	SW 9°	18 × 16 × 7	0,89	0,44	0,71	2,43	,,	średn. obt. = 0,6	gnejs	słabo zwietrzały
76	102°	SE 27°	NE 50°	21 × 16 × 14	0,76	0,87	0,80	1,32	romboedryczna	słabo obt. = 0,4	gnejs	b. słabo zwietrzały

Tabela 1 (c. d.)

77	170°	SE 29°	W 80°	9 × 6 × 5	0,67	0,83	0,72	1,50	owoidalna	średn. obt. = 0,6	keralit	dość zwietrzały
78	40°	SW 50°	SE 36°	22 × 18 × 16	0,82	0,89	0,85	1,25	wielograniasta	„ „ = 0,5	wapień	pow. słabo skorod.
79	37°	SW 30°	SE 20°	8 × 7 × 7	0,87	1,00	0,92	1,07	romboedryczna	słabo obt. = 0,4	gnejs	słabo zwietrzały
80	175°	S 42°	W 30°	8 × 6 × 3	0,75	0,50	0,67	2,33	klinowata	średn. obt. = 0,6	wapień	słabo skorodowany
81	90°	W 37°	SE 60°	12 × 11 × 9	0,92	0,82	0.90	1,83	romboedryczna	„ „ = 0,7	gnejs	silnie zwietrzały
82	0°	S 30°	W 60°	45 × 24 × 18	0,53	0,75	0.60	2,16	wielograniasta	słabo obt. = 0,5	gnejs	słabo zwietrzały
83	102°	NW 30°	S 25°	27 × 17 × 14	0,63	0,82	0,69	1,57	klinowata	„ „ = 0,5	gnejs	„ „
84	167°	NW 19°	SW 21°	20 × 19 × 17	0,95	0,89	0.94	1,15	romboedryczna	„ „ = 0,5	epignejs	średnio zwietrzały
85	106°	SE 7°	SW 28°	9 × 8 × 7	0,89	0,87	0,89	1,21	„	średn. obt. = 0,7	granulit	nalot wodorotlenku
86	38°	SW 18°	NE 70°	11 × 8 × 6	0,73	0,75	0,74	1,58	wielograniasta	„ „ = 0,6	wapień	słabo skorodowany
87	70°	SW 48°	SE 17°	16 × 15 × 13	0,94	0,80	0,90	1,19	„	„ „ = 0,6	wapień	„ „
88	90°	W 47°	E 45°	8 × 6 × 5	0,75	0.83	0,78	1,40	owoidalna	słabo obt. = 0,5	krzemień	niezwietrzały
89	90°	0°	0°	13 × 12 × 8	0,92	0,75	0.86	1,56	romboedryczna	średn. obt. = 0,6	edolit	słabo zwietrzały
90	41°	SW 53°	SE 19°	31 × 21 × 14	0,68	0,67	0.68	1,86	wielograniasta	słabo obt. = 0,4	gnejs	„ „
91	165°	SE 23°	W 12°	10 × 8 × 3	0.80	0,38	0,62	3,00	płytkowa	„ „ = 0,5	piaskowiec	„ „
92	168°	SE 24°	W 3°	14 × 13 × 7	0,93	0,54	0,78	1,93	dyskoidalna	średn. obt. = 0,7	piaskowiec	dość zwietrzały
93	44°	SW 30°	SE 8°	8 × 7 × 4	0,87	0,57	0,76	1,88	„	„ „ = 0,6	epignejs	„ „
94	82°	SW 18°	E 69°	6 × 5 × 5	0,83	1,00	0,90	1,10	romboedryczna	słabo obt. = 0,3	kwarc żył.	niezwietrzały
95	41°	NE 14°	SW 31°	6 × 5 × 4	0,83	0,80	0,82	1,38	wielograniasta	„ „ = 0,4	kwarc żył.	„
96	45°	SW 19°	SE 5°	8 × 6 × 4	0,75	0,67	0,73	1,75	„	„ „ = 0,5	gnejs	słabo zwietrzały
97	2°	S 25°	W 0°	10 × 9 × 4	0,90	0,44	0,71	2,37	płytkowa	„ „ = 0,4	epignejs	„ „
98	49°	SW 51°	SE 4°	10 × 8 × 2	0,80	0,25	0,54	4,50	„	„ „ = 0,5	epignejs	„ „
99	30°	SW 38°	SE 11°	6 × 5 × 4	0,83	0,80	0,82	1,37	kulista	„ „ = 0,3	kwarc żył.	niezwietrzały
100	60°	SW 35°	SE 21°	7 × 6 × 6	0,86	1,00	0,91	1,08	romboedryczna	„ „ = 0,4	gnejs	słabo zwietrzały
101	90°	W 43°	E 40°	6 × 5 × 4	0,83	0,80	0,82	1,38	wielograniasta	średn. obt. = 0,6	epignejs	„ „
102	75°	NE 30°	SW 38°	7 × 5 × 4	0,71	0,80	0,74	1,50	klinowata	słabo obt. = 0,4	gnejs	„ „
103	100°	NW 50°	SE 49°	7 × 6 × 5	0,86	0,83	0,86	1,30	wielograniasta	„ „ = 0,5	granulit	nalot wodorotl.

Inny typ wykształcenia występowań zlepieńców identycznego wieku stwierdzono w sztucznej odkrywce przy torze kolejowym, w odległości ok. 1,5 km na S od miejscowości Zagórze. Przekrój prostopadły do biegu warstw (359° E 16°) i zgodny z kierunkiem dłuższej osi soczewki oraz jej wymiary widoczne są na fig. 2.

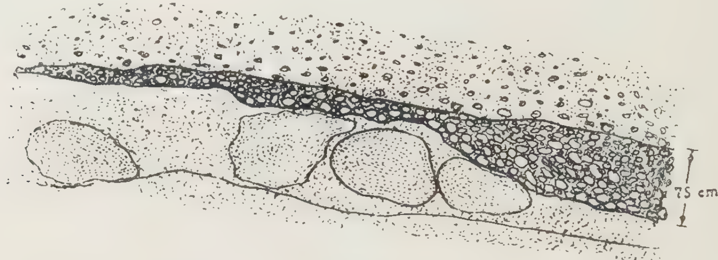


Fig. 2
Przekrój soczewki zlepieńca na S od miejscowości Zagórze
(opis w tekście)

W spągu soczewki zlepieńca spoczywają luźno scementowane wielkoziarniste piaskowce o słabej segregacji wielkościowej. Tu i ówdzie zawierają one buły bardziej spoistego, drobno- i średnioziarnistego piaskowca o skorupowej, koncentrycznej teksturze. Dzięki wyższej odporności tych buł na działanie erozyjne prądów morskich maksymalną miąższość soczewka zlepieńcowa osiąga nie w sąsiedztwie buł, lecz słabo zdiagenezowanych piaskowców. Dolny kontakt jest bardzo wyraźny dzięki nieobecności większych otoczaków lub nawet żwiru w warstwie spągowej (por. występowanie zlepieńca w Mucharzu). W obrębie partii zlepieńcowej widoczna jest dość dobra selekcja wielkościowa i tekstura gradacyjna. Największe egzotyki koncentrują się w dolnych częściach soczewki, gdzie spoiwo jest skąpe, typu raczej porowego (wypełnienie luk). Na spoiwo to składa się głównie piasek z domieszką żwiru, a także mułu i iłu. Węglanu wapnia brak w przeciwieństwie do niżej leżących, słabo wapiennych piaskowców. Wielkość egzotyków nie przekracza 24 cm ϕ. Stopień zachowania na ogół gorszy aniżeli w Mucharzu. Charakterystyczny jest również brak powłok wodorotlenkowych (Fe i Mn) na granulitach. Stopień obtoczenia wyższy. Żwir skaleniowy występuje w bardziej podrzędnych ilościach przy równocześnie zwiększonej zawartości kwarcu. W kierunku stropu spoiwo staje się coraz obfitsze, a egzotyki na ogół drobniejsze i bardziej w podstawowym (bazalnym) spoiwie rozsiane. Dalej ku górze zlepieniec przechodzi nieuchwytnie dla oka w żwirowiec z rzadkimi większymi otoczakami. W tej też żwirowcowej warstwie stropowej tekstura gradacyjna jest już zupełnie wyraźnie wykształcona.

Ułożenie otoczaków w zlepieńcu jest lokalnie dość wyraźnie dachówkowe z orientacją dłuższej ich osi w kierunku przeciwnym do upadu.

Drobne rozmiary odkrywki i trudny dostęp uniemożliwiły określenie orientacji przestrzennej większej liczby egzotyków, koniecznej do zestawień statystycznych. Skład petrograficzny wraz ze stosunkami ilościowymi głównych typów skał podaje poniższe zestawienie:

	%%
Piaskowce kwarcytowe	10
Epignejsy, głównie serycytowo-albitowe i dwumikowe	31
Mezołupki dwumikowe	10
Katagnejsy, głównie ortoklazowo-biotytowe	37
Granulity	2
Pegmatyty	1
Kwarce żyłowe	5
Granofiry	2
Andezyty	2

Przy porównaniu podanych proporcji częstości występowania odmian skał z odpowiednimi proporcjami skał z Mucharza uderza nieobecność lub też bardzo mała zawartość (poniżej 1%) normalnych piaskowców i wapieni, tj. skał wytrzymałościowo najmniej odpornych. Z obserwacją tą pozostaje w zgodzie zauważony wysoki stopień obtoczenia, wskazujący również na dłużej trwającą obróbkę mechaniczną na platformie abrazyjnej, czy też na dłuższy transport.

Za dalszy przykład zmienności warunków sedymentacji zlepieńców służyć może ich warstwa w równowiekowych osadach znanych ze sztucznej odkrywki w miejscowości Zagórze (tuż obok wiaduktu). Bieg i upad warstw jest tu dość regularny i wynosi 287° SW 31°.



Fig. 3
Profil przez warstwę zlepieńca w miejscowości Zagórze
(opis w tekście)

W spągu warstwy zlepieńcowej (por. fig. 3) leży łupek piaszczysty (piaskowiec z wybitną łupkowatością diagenetyczną), przekładany iłem łupkowym, o miąższości 15-30 cm, który z kolei spoczywa na żwirowatym, wielkoziarnistym piaskowcu o średnicy ziarn 1-2 mm, maksimum do 10 mm. Nad wkładką piaszczysto-ilastą leży tu duży kompleks zlepieńców i żwirowców (średnie ziarno od 2 do 20 mm) o miąższości 8-10 m. Przejście jest dość raptowne, jakkolwiek piaskowiec kończy się w górze warstewką żwiru. Średnica otoczaków w zlepieńcu nie przekracza normalnie 75 mm. Petrograficznie są to również gnejsy, łupki mikowe, kwarce żyłowe, wapienie i piaskowce. Stopień zwietrzenia znaczny. Obtoczenie wybitnie uzależnione od charakteru litologicznego skały. Spoiwo niemal porowe, piaszczysto-margliste. Tekstura gradacyjna widoczna tylko w dużej skali. Segregacja wielkościowa materiału w dole lepsza, ku górze (w żwirowcach) gorsza, gdyż obok frakcji żwirowej zdarzają się większe fragmenty skał o średnicy 40-50 mm.

Ostatnio opisane występowanie zlepieńców znamionuje dalej posunięte stadium obróbki mechanicznej i spokojniejsze warunki sedymentacji.

MORFOLOGIA, WIELKOŚĆ I SKŁAD LITOLOGICZNY OTOCZAKÓW

Badając skały osadowe geologowie starają się zawsze odtworzyć warunki transportu i sedymentacji oraz znaleźć źródło pochodzenia materiału klastycznego. W ocenie warunków sedymentacji, a w szczególności warunków dynamicznych i długości drogi transportu, największe znaczenie ma kształt, wielkość i skład litologiczny (ściślej: ciężar właściwy) materiału toczonego. Spośród podanych czynników, przy nieznacznie różniącej się wielkości i gęstości fragmentów skalnych, zasadniczą rolę odgrywa morfologia otoczaków. W określeniu tym mieści się zarówno stopień obtoczenia, tj. wygładzenia powierzchni, jak i właściwy ich kształt, będący w zasadzie wykładnikiem stosunku objętości do wielkości powierzchni.

Kształt otoczaków jest tym właśnie czynnikiem, który przede wszystkim decyduje o szybkości toczenia (w wyniku różnego oporu ciał względem sił toczących) i pośrednio o różnych dynamicznych warunkach w miejscu sedymentacji. Postać może być również czynnikiem, wpływającym w czasie transportu na selekcję materiału pod względem litologicznym, zwłaszcza jeśli idzie o odmiany różniące się wybitnie w składzie mineralogicznym (różna twardość i ścieralność składników), cechach teksturalnych oraz w typie i stopniu szczelinowatości.

W określaniu tej tak ważnej cechy, jaką jest kształt, z uwagi na trudność podporządkowania rozpatrywanej postaci którejś ze znanych form geometrycznych, możemy dojść do wyników do pewnego stopnia subiektywnych. W związku z tym wypracowane zostały przez wielu

badaczy, a zwłaszcza przez C. Wentwortha *(18)*, T. Zingga *(20)* i W. C. Krumbeina *(9)*, sposoby matematycznego i graficznego ujmowania cech morfologicznych otoczaków za pomocą odpowiednich metod pomiarowych. Wprowadzone zostały nowe określenia, jak kulistość (ang. „sphericity"), która ze względów praktycznych wyraża się nie jako stosunek objętości do obszaru powierzchni zewnętrznej lub stosunek właściwej objętości otoczaka do objętości opisanej kuli (ściśle jako pierwiastek kwadratowy z tego stosunku), lecz w formie stosunków długości trzech osi, dających się łatwo oznaczyć i zmierzyć na okazach.

Spośród znanych klasyfikacji kształtu otoczaków najczęściej stosowana jest opracowana przez Zingga *(20)* i H. Wadella *(16, 17)*, uzupełniona zaś przez Krumbeina *(9)* systematyka, oparta na względnym stosunku ilorazów osi *b/a* i *c b*, tj. na tzw. kulistości *(k)*. Znalezienie wartości dla *k* ułatwiają znacznie skonstruowane przez Krumbeina odpowiednie wykresy krzywych (por. fig. 4). Wyszukane na diagramie punkty przecięcia się

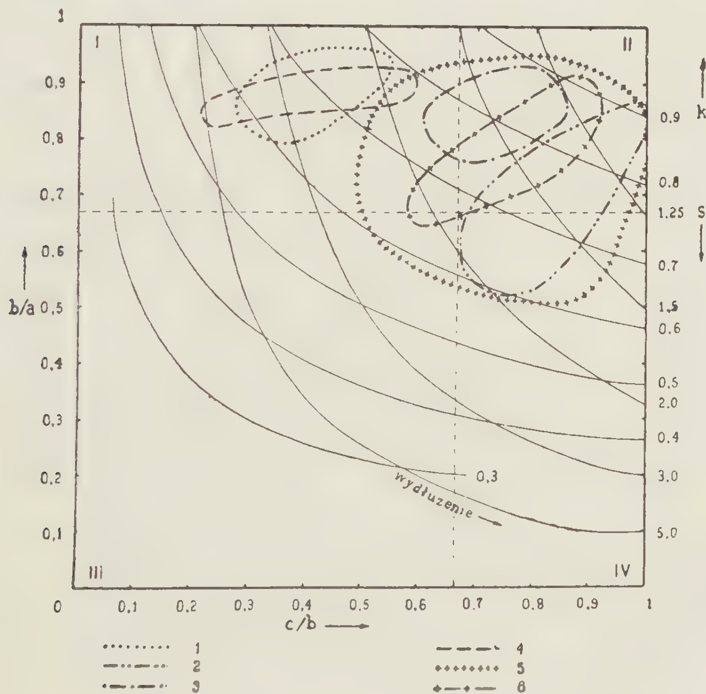


Fig. 4

Wykres dla oznaczenia kulistości i spłaszczenia otoczaków na podstawie znanych stosunków długości b/c i c/b. Krzywe reprezentują linie jednakowej kulistości *(k)* i jednakowego stopnia spłaszczenia *(s)*. Pola objęte krzywymi przerywanymi podają zakresy zmienności stosunków długości osi *b/a* i *c/b* dla następujących typów petrograficznych skał: *1* piaskowce, *2* wapienie, *3* kwarce żyłowe, *4* łupki mikowe, *5* gnejsy, *6* granulity

rzędnych i odciętych dla b/a i c/b pozwalają również określić przybliżony kształt otoczaka na podstawie umownie przyjętej za Zinggiem *(20)* i nieznacznie uzupełnionej przez autora klasyfikacji, a mianowicie:

Klasa	*b/a*	*c/b*	*Pokrój*	*Kształt*
I	$>2/3$	$<2/3$	płytkowy	dyskoidalny, półdyskoidalny
II	$>2/3$	$>2/3$	izometryczny	kulisty, romboedryczny
III	$<2/3$	$<2/3$	żerdkowy	elipsoidalny, owoidalny
IV	$<2/3$	$>2/3$	słupkowy	wrzecionowaty, klinowaty

W pierwszej klasie otoczaki mają jedną oś krótką, w czwartej — dwie osie krótkie, w trzeciej zaś, w przeciwieństwie do drugiej — trzy osie, znacznie różniące się długością (elipsoidy o trzech przekrojach głównych eliptycznych). Do drugiej klasy zaliczamy zazwyczaj fragmenty silnie obtoczone, noszące popularne określenie „otoczak", do pierwszej zaś jeszcze mniej szczęśliwie nazwane „wytoczaki". Wśród przyjętych oznaczeń osi literą c oznaczona jest oś najkrótsza (grubość), prostopadła do płaszczyzny osi średniej b (szerokości, mierzonej w płaszczyźnie prostopadłej do c) i najdłuższej a (długość = odległość między najbardziej oddalonymi punktami na powierzchni otoczaka).

Stosunkiem lub stopniem spłaszczenia *(s)*, wprowadzonym za C. K. Wentworthem *(18)* przez A. Cailleux *(4)*, nazywamy średnią arytmetyczną osi $\frac{a+b}{2c}$. Krzywe dla tego stosunku osi wykreślone zostały przez autora na wspomnianym już wykresie Krumbeina (fig. 4). Punkty położone na tych krzywych w kierunku prawej strony diagramu znamionują wzrastający stopień elongacji odpowiednich form geometrycznych.

Inną bardzo ważną, zwłaszcza w obrębie drobnoklastycznych sedymentów, cechą morfologiczną jest stopień obtoczenia. Właściwość ta jest najtrudniejszą do usystematyzowania i najbardziej subiektywne jest jej określanie. Matematycznie, według Wadella *(17)*, wyrazić ją można jako stosunek sumarycznego promienia krzywizn do długości promienia koła, wpisanego w jeden z przekrojów otoczaka (rzutu na płaszczyznę rysunku). W warunkach polowych najbardziej racjonalne jest stosowanie metod porównawczych, np. skali stopni obtoczenia od 0,1 do 0,9, w postaci standartowych obrazów, zaproponowanych przez Krumbeina *(9)*, lub innych umownych określeń (np. obtoczony, średnio obtoczony, słabo obtoczony, nieobtoczony itp.).

Stopień obtoczenia, jakkolwiek nie ma w zasadzie wpływu na hydrodynamikę środowiska (np. na szybkość toczenia), to jednak (po uwzględnieniu różnic litologicznych) jest niezwykle zależny od długości trwania procesu abrazji lub transportu. Obtoczenie zależy więc od długości drogi

oraz czasu trwania trakcji i zmienia się sukcesywnie w sposób nieregularny. Najsilniejsze zmiany zauważyć można tylko w początkowych stadiach abrazji lub transportu. W późniejszych są one znacznie powolniejsze.

Wielkość otoczaków jest cechą, na której najchętniej się opieramy w rekonstruowaniu warunków sedymentacji zlepieńców. Szczególnie duże znaczenie mają przy tym nie tyle bezwzględne wartości rozmiarów otoczaków, ile ich względne stosunki wielkościowe. Zmiany w wielkości absolutnej otoczaków w kierunku prostopadłym do rozciągłości warstw zlepieńcowych decydują o wydzieleniu tzw. tekstury gradacyjnej. Duże różnice w wielkości otoczaków w obrębie tego samego poziomu świadczą o braku segregacji wielkościowej sedymentu, transportowanego np. potokami mułowymi itd. Określenie wielkości otoczaków nie napotyka w warunkach polowych na duże trudności, szczególnie w przypadku słabej cementacji zlepieńców. Wielkość mierzona jest, jak już podano, wzdłuż trzech osi wzajemnie prostopadłych. Spośród różnych kategorii wielkości interesujących nas osadów klastycznych wydzielić można, w ślad za przyjętymi klasyfikacjami (np. Cailleux, Zingga), następujące frakcje: żwiry = 2-20 mm średnicy, głaziki = 20-200 mm, głazy lub bloki = $>$ 200 mm średnicy.

Skład mineralogiczny otoczaków (zwłaszcza takie cechy składników jak twardość, ścieralność i średni ciężar właściwy), cechy teksturalne i szczelinowatość, mają pośrednio duże znaczenie uwarunkowując kształt, obtoczenie i ewent. wielkość fragmentów skalnych. W szczególności godna jest uwagi zależność pomiędzy kształtem i charakterem litologicznym otoczaków. Związek ten zauważył m. i. Twenhofel *(15)* twierdząc, że skały metamorficzne dają raczej formy elipsoidalne, skały osadowe zaś — formy dyskoidalne. Obserwacje i pomiary dokonane przez autora w odkrywce koło Mucharza pozwoliły mu, korzystając z diagramu Krumbeina (por. fig. 4), stwierdzić istnienie zależności między kształtem a litologią również i u szeregu innych odmian skał. Z fig. 4 wynika, że np. łupki mikowe cechują się minimalnym wydłużeniem silnie na ogół spłaszczonych postaci (s = ok. 2,8; k = ok. 0,68) o płytkowym pokroju. Zbliżone położenie ma pole zajmowane przez piaskowce, tzw. „wytoczaki", o kształcie dyskoidalnym. Inne formy tych skał (tzw. „obtoczaki") rozproszone są w obrębie pola zajmowanego przez wapienie. Ostatnie skały, łącznie z granulitami i kwarcami żyłowymi, mieszczą się w obrębie pola najbardziej urozmaiconych morfologicznie gnejsów. Od kwarcu żyłowego począwszy, poprzez granulity, ku wapieniom wzrasta nieprzerwanie wydłużenie otoczaków przy zbliżonym ilorazie spłaszczenia (ok. 1,5), tak że znaczną część otoczaków wapieni zaliczyć już można do form wrzecionowatych (pole IV), w przeciwieństwie do raczej kulistych kwarców żyłowych (k = śr.

ok. 0,82) i granulitów (k = śr. 0,77, pole II). Kulisty pokrój granulitów łączy się także z ich romboedryczną lub kubiczną szczelinowatością. Duży zakres zmienności kształtu gnejsów (od strefy epi do kata) tłumaczyć można dużymi różnicami w ich cechach teksturalnych i w stopniu szczelinowatości.

ORIENTACJA PRZESTRZENNA OTOCZAKÓW

Znaczenie orientacji przestrzennej większych fragmentów skalnych w osadach było stale podkreślane przez wielu badaczy. Stwierdzone zostało m. i., że nachylenie otoczaków (płaszczyzny spłaszczenia a i b) jest znacznie większe w utworach rzecznych (15-30^0), aniżeli w plażowych, morskich (2-12^0). Dalej wiadomo, że otoczaki nachylają się najchętniej swoją płaszczyzną spłaszczenia w kierunku przeciwnym do kierunku prądu (tzw. ułożenie dachówkowe). Na wartość nachylenia w największym, oczywiście, stopniu wpływa kształt, w znacznie mniejszym — wielkość, ciężar właściwy (większe nachylenie u małych i ciężkich otoczaków) i położenie otoczaków względem nierówności dna. Żwiry, głaziki lub bloki o pokroju płytkowym i największym spłaszczeniu będą najsłabiej pochylone względem płaszczyzny uwarstwienia, podobnie jak i formy o pokroju słupkowym, które swą dłuższą osią układać się będą przeważnie w kierunku poprzecznym do kierunku działania sił pchających (przy słabym prądzie i wolnym toczeniu po dnie, przy szybszym zaś układają się osią a równolegle do kierunku prądu).

Określenie orientacji przestrzennej otoczaków jest trudne do wykonania i możliwe tylko przy słabej cementacji zlepieńców, dobrym odsłonięciu i łatwym dostępie do odkrywki. Wymaga ono bądź pobrania próbek tzw. zorientowanych i odtworzenia orientacji otoczaka w laboratorium (por. C. D. Holmes *6*, W. C. Krumbein *8*), bądź też wykonania odpowiednich pomiarów w terenie. Autor obrał drugą metodę mierząc orientację osi a i b bezpośrednio w odkrywce. Za płaszczyznę odniesienia posłużyła mu przy tym płaszczyzna stratyfikacji, odtworzona przy pomocy zorientowanej kompasem jakiejkolwiek powierzchni płaskiej (np. tektury). Ułożenie osi a i b otoczaków oznaczono po odpowiednim, możliwie całkowitym ich odsłonięciu, posiłkując się również epimorfozami (odciskami w ścianie odkrywki). Orientację dłuższej osi otoczaka określano układając równolegle do niej orientometr (listewka długości ok. 25 cm z umieszczonym na jednym jej końcu transporterem), następnie przytykając do jego końca i do podstawy transportera powierzchnię tektury. Po umieszczeniu tektury w poziomie odczytywano upad bezpośrednio ze wskazań kątomierza i azymut po narysowaniu rzutu listewki na powierzchnię tektury (wzdłuż podstawy transportera), oraz po pomiarze kompasem kierunku tego rzutu względem kierunku N-S, zaznaczonego na

tekturze. Orientację osi *b* określano podobnie, z tą tylko różnicą, że azymut (bieg) osi był już częściowo znany jako prostopadły do kierunku azymutu osi *a*. Jednocześnie z pomiarami orientacji osi mierzono i ich długości (p. tabela 1). Dokładność pomiaru azymutu i kąta upadu znajduje się w interwale 5^0 (Holmes 6).

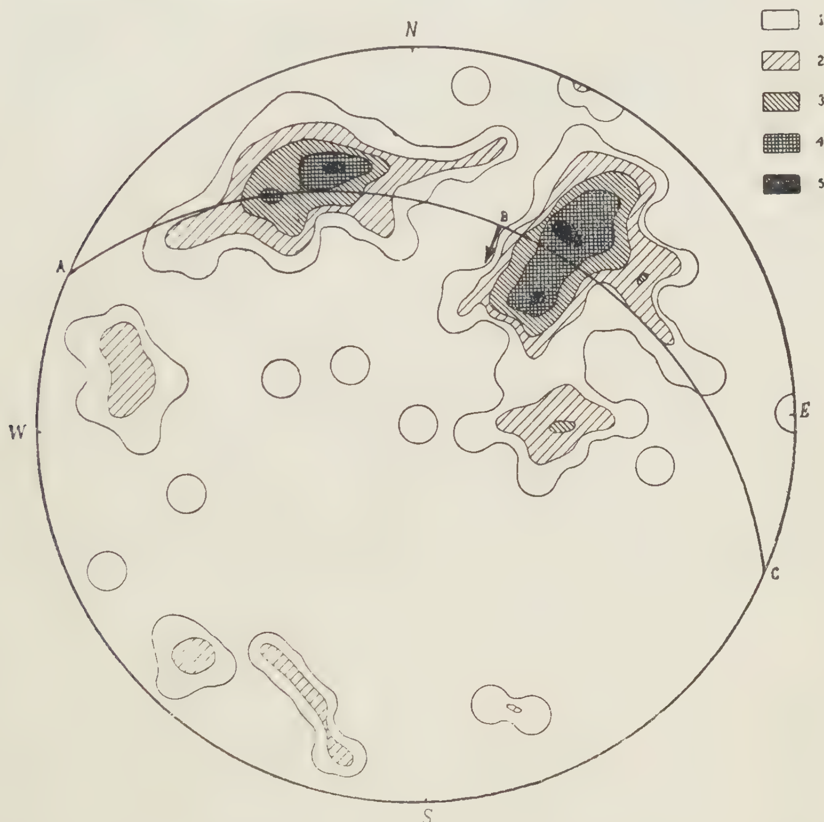


Fig. 5

Projekcja na półkulę północną płaszczyzny nachylenia (ABC) osi *a* i *b* oraz punktów przebicia osi *a* otoczaków z odkrywki w Mucharzu. Częstości w rozmieszczeniu spodków osi *a* są ujęte w procentach, liczonych względem całego pola projekcji według następującej skali: *1* 1-2%, *2* 2-4%, *3* 4-6%, *4* 6-8%, *5* > 8%

Dla zilustrowania rezultatów pomiarów posłużono się metodami graficznymi, możliwie najlepiej obrazującymi orientację przestrzenną. Posługiwano się w tym celu przede wszystkim projekcją stereograficzną i siatką równopowierzchniową Schmidta. Podana tu projekcja (fig. 5) na półkulę północną spodków osi *a* (punktów przebicia półkuli) posiada koło równikowe zgodne z płaszczyzną stratyfikacji w odkrywce koło Mucharza (295^0SW 31^0). Podziałka tego koła (od 0^0 do 360^0 na siatce Schmidta podkładanej pod kalkę z projekcją) posłużyła do odłożenia kierunku azy-

mutu osi *a*, podziałka zaś w kierunkach południkowych (również na siatce Schmidta, z 90^0 w centrum) — do określenia upadu. W celu statystycznego ujęcia występujących maksimów ułożenia kierunków osi *a* użyto metody diagramów punktowych i wyprowadzonych z nich diagramów konturowych, stosowanej powszechnie w analizach petroteksturalnych (ang. „petrofabrics", por. E. B. Knopf i E. Ingerson, 7, oraz M. P. Billings, *2*).

Wnioski, jakie nasuwają się przy analizie maksimów koncentracji spodków osi *a* i przebiegu koła wielkiego ABC, obrazującego średni kierunek upadu osi *a* i *b*, tj. ogólne nachylenie otoczaków, dadzą się streścić jak następuje:

1^0 W soczewce zlepieńców z Mucharza istnieją dwa główne maksima orientacji osi *a* i jedna płaszczyzna nachylenia otoczaków.

2^0 Średni upad osi *a* jest stosunkowo wysoki (30-36^0).

3^0 Średni azymut (zaznaczony na fig. 5 strzałką) osi *a* może wskazywać zasadniczy kierunek prądu morskiego, przeciwny do kierunku nachylenia płaszczyzny osi *a* i *b*.

Pierwszy wniosek można interpretować wysoką zawartością otoczaków o kształcie zbliżonym do elipsoidalnego lub dyskoidalnego; drugi nasuwa podejrzenie o warunkach sedymentacji, zbliżonych do sedymentacji rzecznej; trzeci przemawia, podobnie jak i poprzednie, za bardzo silnym i dość stałym co do kierunku prądem morskim, zwłaszcza wobec przybliżonej równoległości kierunków osi *a* względem upadu płaszczyzny nachylenia i kierunku prądu.

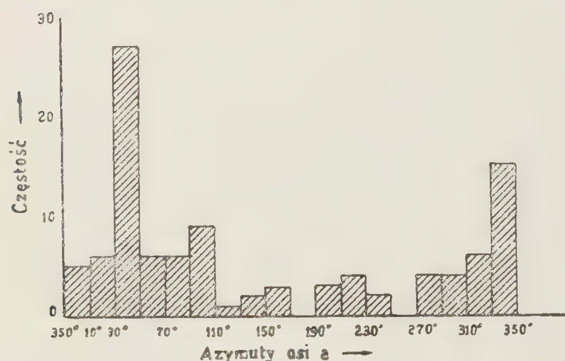


Fig. 6
Histogram wskazujący panujące azymuty osi *a* w interwale 20-stopniowym u otoczaków z Mucharza

Duże usługi w szybkim odnajdywaniu panujących azymutów biegu osi *a*, bez względu na ich upad, oddaje również histogram (fig. 6), otrzymany przez zsumowanie częstości występowania wektorów w wycinkach o interwale 20-stopniowym. Z fig. 6 widzimy, że u otoczaków z Mucharza dadzą się wyraźnie wydzielić dwa takie panujące kierunki (sektory 30-50^0 i 330-350^0).

WARUNKI SEDYMENTACJI ZLEPIEŃCÓW MORSKICH

Każdy osad, zarówno morski jak i rzeczny, jest odzwierciedleniem warunków hydrodynamicznych środowiska, w którym powstawał. Rekon-

strukcję tych warunków opieramy zazwyczaj z konieczności na właściwościach morfologicznych, litologicznych, teksturalnych i in. materiału klastycznego osadu oraz na badaniach ewentualnie towarzyszących mu skamieniałości.

W przypadku osadów morskich zasadniczym problematem, którego rozwiązanie stawiamy sobie za cel, jest określenie głębokości sedymentacji i odległości od linii brzegowej.

Warunki sedymentacji w bezpośredniej bliskości brzegu określa w zasadzie (obok właściwych prądów morskich) falowanie, którego efekty możliwe są do prześledzenia na głębokości schodzącej nawet do 200 m. W obrębie linii brzegowej i przy odpowiedniej konfiguracji wybrzeża falowanie spotęgowane przypływem lub prądami morskimi jest przyczyną ciągłej abrazji brzegu i tworzenia się sedymentów gruboklastycznych. Ustawiczne działanie przeciwnie skierowanych prądów wody (wstępujących i zstępujących) powoduje, że świeżo zerodowany materiał ulega ciągłej obróbce mechanicznej, dopóki nie zostanie z plaży odprowadzony głębiej lub szybko przykryty innymi sedymentami (o trwaniu zazwyczaj efemerycznym), lub też nie ulegnie kompletnemu roztarciu.

Większość znanych występowań zlepieńców przypisywana jest tej właśnie strefie nerytycznej (0-200 m głęb. wg Twenhofela, *15).* Liczba występowań ich i rozmiary zależą głównie od głębokości morza w pobliżu brzegu. Na płaskim, płytkim dnie, tj. na szerokiej plaży, grubszy materiał ulega łatwo rozkruszeniu. Szczególnie duże nagromadzenia konglomeratów powstają, według J. Barrella *(1),* w morzu transgredującym na ląd o urozmaiconym reliefie. Znane w niektórych punktach Karpat fliszowych, np. z okolic Bachowic (arkusz Wadowice), wielkie skupiska słabo obtoczonych lub nieobtoczonych zupełnie głazów w ilastym sedymencie, możliwe są do wytłumaczenia, według ustnych informacji prof. M. Książkiewicza, jedynie przez obrywy skał z brzegu klifowego w muliste i dość głębokie dno. Twenhofel *(15)* podobne zjawiska tłumaczy poprostu brakiem plaży i szybką erozją brzegu.

Pozycja zlepieńców nerytycznych może być albo tzw. podstawowa (konglomeraty bazalne), albo częściej międzyformacyjna. Rozmieszczenie występowań zlepieńców uzależnione jest przede wszystkim od kształtu linii brzegowej. Przy prostej linii brzegowej zlepieńce mogą występować w postaci szerokiej płyty. W innych, częstszych przypadkach, przy krzywolinijnej linii brzegowej, kontury nagromadzeń zlepieńców są koliste, eliptyczne, a w skrajnych przykładach (w wąskich zatokach) — linijne.

Cechy morfologiczne i orientacja przestrzenna otoczaków z poziomu nerytycznego, a zwłaszcza tzw. zlepieńców plażowych, są dość specyficzne. Otoczaki takie są zazwyczaj silnie obtoczone (według Krumbeina: „roundness is extremely sensitive to abrasion") z zachowaniem jednak,

jak sądzi Twenhofel *(15)* i Krumbein *(10)*, lecz wbrew twierdzeniom Cailleux *(4)* i Landona, swego zasadniczego kształtu. Cailleux i Landon uważają bowiem, że kształt kulisty jest pierwszym stadium, prowadzącym do powstawania spłaszczonych, dyskoidalnych postaci otoczaków w utworach plażowych. Ruhin *(13)* natomiast dochodzi do wniosku, że brzegowe konglomeraty morskie odznaczają się kształtem bardziej symetrycznym u dobrze obtoczonych otoczaków. Według tegoż badacza zlepieńce morskie strefy brzegowej cechuje ponadto lepsza segregacja wielkościowa i nachylenie rzadko kiedy wyższe niż 7-8^0. Orientacją nachylenia otoczaków względem linii brzegowej zajął się szczegółowo Cailleux *(4)*, który rozpatrzył ułożenie otoczaków w poszczególnych odcinkach normalnego profilu brzegu morskiego. Jak widać z fig. 7, zapożyczonej z cytowanej pracy tego autora, głaziki i bloki przy brzegu, gdzie prądy wstępujące fal są słabe (odcinek AB), skierowane są przeważnie w stronę lądu (60-80% według Cailleux). Na skłonie (odc. BC) nachylenie jest mniej więcej jednakowe w obie strony (20-90% w stronę morza). U podstawy falowania (odcinek CD szelfu), gdzie ruchy wstępujące są słabe, zstępujące zaś silne, przeważa nachylenie w stronę morza (60-90% według Cailleux). Wartości kątów nachylenia u otoczaków wynosiły 2-12^0. Ułożenie osi *a* względem brzegu morskiego, z uwagi na niezmienny na ogół kierunek prądów, zazwyczaj prostopadły do brzegu, winno być w przybliżeniu zgodne z przebiegiem linii brzegowej. Dużo materiału porównawczego do ustalenia panujących kierunków prądu daje poza tym orientacja falistych i prądowych riplemarków, niestety, wg M. Książkiewicza i obserwacji autora, we fliszu nieobecnych.

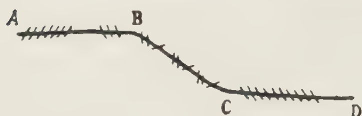


Fig. 7
Orientacja nachylenia otoczaków w różnych odcinkach profilu brzegu morskiego (wg Cailleux)

Zlepieńce morskie znane są nie tylko ze strefy nerytycznej. Spotykamy je również wśród osadów batialnych (o głębokości od ok. 200 do 2000 m, za Twenhofelem, *15)*, a nawet abysalnych (poniżej 2000 m głębokości). Na tak dużych głębokościach zlepieńce te mogły się znaleźć tylko (z wyłączeniem zjawisk związanych z erozją podmorską) dzięki osuwiskom lub też normalnemu stoczeniu się po odpowiednio nachylonym dnie. W związku z tym zlepieńce głębokomorskie spotykane są szczególnie w morzach geosynklinalnych, gdzie dno często posiada wysokie kąty stoku. Innym czynnikiem podkreślonym przez Twenhofela *(15)* są prądy morskie, odbijające się od brzegów zatok i schodzące po dnie w dół, zgodnie z osią „kominowatych" („funnel-shaped") zatok. Siła tych prądów zstępujących jest tak duża, że mogą one transportować nawet gruboklastyczny materiał. W większości przypadków prądy te są przyczyną

powstania potoków mułowych (o ile po drodze taki materiał napotkały), cechujących się kompletnym brakiem segregacji wielkościowej i orientacji przestrzennej otoczaków w osadach z nich powstałych. Typowe osady tego typu widoczne są w spągu soczewki zlepieńcowej w Mucharzu, w odkrywkach zlepieńców ciężkowickich, np. w okolicy Ciężkowic, i w innych miejscach i poziomach stratygraficznych Karpat fliszowych. Duże nachylenia dna i związane z nimi prądy i osuwiska znane są u wybrzeży np. Indii Wschodnich i Zachodnich, gdzie częste trzęsienia ziemi stanowić mogą początkowe impulsy dla ruchów masowych.

W przytoczonym opisie zasadniczych zjawisk sedymentacyjnych zlepieńców morskich pominięte zostały łatwe do rozpoznania utwory mieszane, rzeczno-morskie, jak deltowe czy estuariowe, dla których opracowania stosujemy nieco odmienne metody badań sedymentologicznych.

UWAGI KOŃCOWE

Wyniki wstępnych badań nad warunkami osadzania się zlepieńców fliszowych w rejonie między Wadowicami a Suchą nasuwają szereg następujących konkluzji, które wobec braku materiału porównawczego nie mogą być jednak rozciągnięte na większe obszary i inne poziomy stratygraficzne z sedymentacją fliszową.

Sedymentacja materiałów gruboklastycznych w warstwach górnoistebniańskich w okolicy Mucharza odbywała się poniżej strefy plażowej, w warunkach bardzo silnych prądów morskich, mających w początkowej fazie charakter potoków mułowych. Za wnioskiem tym przemawiają wysokie kąty nachylenia spłaszczonych form otoczaków i orientacja dłuższych osi *a*. Niski na ogół stopień obtoczenia i zwietrzenia egzotyków tłumaczyć można albo krótką przerwą pomiędzy dezintegracją skał i ich sedymentacją, tj. krótkim okresem obróbki na platformie abrazyjnej, czy też brakiem lub słabym rozwojem plaży w związku ze specjalną konfiguracją dna i abradowanego lądu. Bardzo prawdopodobną wydaje się również koncepcja sedymentacji materiału zlepieńcowego soczewki w przedłużeniu lub na dnie ,,kominowatych" zatok morskich (por. wrzecionowaty kształt soczewki w Mucharzu).

W odkrywce na S od Zagórza brak jest, poprzedzających sedymentację głównej masy zlepieńców, osadów potoków mułowych, charakteryzujących się brakiem segregacji wielkościowej i jakichkolwiek prawideł w ułożeniu przestrzennym otoczaków. Być może, zostały one zdarte przez erozję denną prądów (zaznaczoną tu wyraźnie w obrębie luźnie scementowanych piaskowców spągowych), przemyte i ponownie osadzone w głębszych miejscach. Taki przemyty materiał będzie cechowała określona orientacja osi otoczaków oraz niska zawartość infiltrowanego zapewne z góry spoiwa, wypełniającego puste przestrzenie. Obróbka mechaniczna

otoczaków, podobnie jak i w innej, pochodzącej także z Zagórza soczewce a raczej warstwie zlepieńców, jest znacznie dalej posunięta, co przemawia m. in. za dłuższym okresem przebywania materiału w obrębie platformy abrazyjnej.

Z wniosków natury ogólnej podkreślić należy stwierdzony wyraźnie wpływ cech litologicznych materiału wyjściowego na morfologię otoczaków. Nieodzowne jest przy tym graficzne ujęcie rezultatów pomiaru długości osi (por. fig. 4). Podobnie zastosowanie metod petroteksturalnych („petrofabrics") dla ilustracji ułożenia przestrzennego wektorów oddaje duże usługi przy określaniu siły prądów, stałego ich kierunku lub jego zmian, zwłaszcza po przeanalizowaniu zależności między orientacją osi a kształtem otoczaków.

Zakład Geologii Fizycznej
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, w lutym 1954 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. BARRELL J. Marine and terrestrial conglomerates. Bull. Geol. Soc. Amer., 36. 1925.
2. BILLINGS M. P. Structural geology. New York 1946.
3. BOURCART J. Essai d'une classification rationnelle de matériaux meubles. Bull. Soc. Géol. de France, 11. 1941.
4. CAILLEUX A. Distinction des galets marins et fluviatiles. Ibidem, 15. 1945.
5. HOERNES R. Gerölle und Geschiebe. Verh. K. K. Geol. L.-A., 12. 1911.
6. HOLMES C. D. Till fabric. Bull. Geol. Soc. Amer., 52. 1941.
7. KNOPF E. B. & INGERSON E. Structural petrology. Mem. Geol. Soc. Amer., 6. 1938.
8. KRUMBEIN W. C. Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. Journ. Geol., 47. 1939.
9. KRUMBEIN W. C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journ. Sedim. Petrol., 11. 1941.
10. KRUMBEIN W. C. The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock fragments. Journ. Geol., 49. 1942.
11. KRUMBEIN W. C. & PETTIJOHN F. J. Manual of sedimentary petrography. New York 1938.
12. MANSFIELD G. R. The characteristics of various types of conglomerates. Journ. Geol., 15. 1907.
13. RUHIN L. B. Osnovy litologii. Moskva-Leningrad 1953.
14. SANDER B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Wien 1948.
15. TWENHOFEL W. H. The environmental significance of conglomerates. Journ. Sedim. Petrol., 17. 1947.
16. WADELL H. Volume, shape and roundness of rock particles. Journ. Geol., 41.1933.
17. WADELL H. Sphericity and roundness of rock particles. Ibidem.
18. WENTWORTH C. K. A method of measuring and plotting the shapes of pebbles. U. S. Geol. Surv. Bull., 730. 1920.
19. WIESER T. Egzotyki krystaliczne w kredzie śląskiej okolic Wadowic. Roczn. P. T. Geol., 18. 1948.
20. ZINGG T. Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 15. 1935.

STEFAN ALEXANDROWICZ

Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej

WSTĘP

Przedmiotem niniejszej pracy jest obszar położony na południe i zachód od Krakowa, a więc południowa część Wyżyny Krakowskiej. Jedynie opisane tu odkrywki turonu w Siedlcu i Żbiku (około 3 km na pn.-wschód od Krzeszowic) leżą na północnym skrzydle rowu krzeszowickiego.

Materiały terenowe zebrano w latach 1952-1953, opracowanie ich ukończono zimą roku 1954 w Zakładzie Geologii Fizycznej Akademii Górniczo-Hutniczej.

Prof. dr. M. Książkiewiczowi składam na tym miejscu podziękowanie za uwagi i wskazówki, wszystkim zaś Kolegom z Zakładu Geologii Fizycznej — za przedyskutowanie wyników mojej pracy. Szczególną wdzięczność winien jestem koledze mgr. R. Gradzińskiemu za udostępnienie mi swoich zbiorów z Pychowic i Bonarki oraz za wskazanie odkrywki w Kostrzu.

PRZEGLĄD LITERATURY

Literatura dotycząca utworów kredowych w okolicach Krakowa jest stosunkowo uboga. Pierwszym badaczem, który na podstawie systematycznie zbieranych obserwacji i materiałów paleontologicznych opracował stratygrafię tych warstw, był Stanisław Zaręczny.

Przed Zaręcznym znajdujemy wzmianki o kredzie krakowskiej u Puscha, Zejsznera, Hoheneggera, Römera i Altha. Na większą uwagę zasługuje jedynie praca Hoheneggera *(6)*, który wyróżnił tu cenoman występujący w postaci piaskowców i zlepieńców, turon — w postaci margli z glaukonitem, oraz senon. Wprawdzie zaliczenie szarych margli do

turonu budzi poważne wątpliwości (w spisie fauny podał z nich autor m. in. *Belemnitella quadrata)*, jednak poważną zasługą tego badacza jest zwrócenie uwagi na istnienie w okolicach Krakowa utworów kredowych starszych niż senońskie. W dwa lata później na to samo zagadnienie zwrócił uwagę Alth.

W 1878 roku ukazała się praca St. Zaręcznego pt. „O średnich warstwach kredowych w okręgu krakowskim" *(20)*. Autor udowodnił w niej na podstawie znalezionej fauny istnienie osadów cenomańskich i turońskich pod senońskimi. Do cenomanu zaliczył on zlepieńce i piaski z Witkowic, Podgórza i Sudołu. Turon dolny miał być reprezentowany przez margle z inoceramami i jeżowcami oraz przez zlepieńce, turon zaś środkowy — przez zielone margle piaszczyste. W tej samej pracy znajdujemy szczegółowy opis oznaczonej przez St. Zaręcznego fauny.

W 16 lat później w objaśnieniu do mapy geologicznej okolic Krakowa i Chrzanowa *(21)* Zaręczny podał powtórnie opis kredy krakowskiej nie zmieniając zresztą poprzednio wypowiedzianego poglądu na stratygrafię tych utworów.

W roku 1905 J. Siemiradzki *(14)* podał pobieżny opis formacji kredowej w Polsce. Zwrócił on uwagę na istnienie dwóch transgresji, z których pierwsza obejmuje cenoman i turon, druga zaś senon.

W roku 1906 J. Smoleński, opisując profil osadów senońskich na Bonarce *(15)*, doszedł do wniosku, że najniższym jego ogniwem jest tu emszer. Na podstawie znalezionych skamieniałości oraz przez analogię do profilu Bonarki zaliczył on zielone margle glaukonitowe z Giebułtowa i Sudołu do dolnego senonu przypuszczając zarazem ciągłość w osadach między turonem a senonem (te same margle zaliczył uprzednio St. Zaręczny do środkowego turonu).

Największe znaczenie dla stratygrafii kredy okolic Krakowa posiada mała praca E. Panowa *(10)*, opublikowana w charakterze wzmianki tymczasowej. Na podstawie znalezionego przez siebie w spągu dolnego zlepieńca w Sudole głowonoga *Belemnites tourtiae* Weig. E. Panow ustalił wiek transgresji kredowej w okolicach Krakowa na dolny cenoman. Do cenomanu zaliczył on zlepieńce i piaski z Witkowic, Korzkwi, Sudołu i in. Po dolnym turonie (poziom *Inoceramus labiatus)* zaznacza się w okolicach Krakowa przerwa w sedymentacji, obejmująca, zdaniem tego autora, środkowy turon (poziom *Inoceramus brogniarti)*. Osady górnego turonu zaliczył E. Panow do poziomu *Heteroceras reussi*.

Z kolei zakwestionował on oznaczenia Smoleńskiego i udowodnił brak emszeru w okolicach Krakowa; zielone margle glaukonitowe z Bonarki, Sudołu i innych miejscowości zaliczył do poziomu *Actinocamax granulatus* (santon).

W ostatnich latach M. Kamieński i A. Piątkowski *(7)* podali charakterystykę petrograficzną dolnego i środkowego cenomanu z Sudołu, Witkowic i Korzkwi opisując znalezione tam fosforyty.

Utwory kredowe okolic Wolbromia, Solcy, Złotego Potoku i Lelowa mają literaturę oddzielną. Z najważniejszych należy tu wymienić prace Z. Sujkowskiego *(16-19)*, S. Z. Różyckiego *(11, 12)* i W. C. Kowalskiego *(8)*. Autorzy ci poruszają szereg zagadnień z zakresu stratygrafii kredy krakowskiej. Z. Sujkowski *(17)* dochodzi na podstawie analizy zlepieńców i minerałów ciężkich do wniosku, że materiału klastycznego dostarczył osadom górno-cenomańskim ląd położony na południe od linii Zawichost-Kurdwanów, zbudowany w znacznej części ze skał metamorficznych.

Z prac Różyckiego i Kowalskiego wynika, że w okolicach Złotego Potoku i Solcy, po utworzeniu się osadów dolnego turonu (poziomy *Inoceramus labiatus* i *I. lamarcki)*, nastąpiła przerwa sedymentacyjna, trwająca przez cały górny turon (poziom *Scaphites geinitzi* i *Inoceramus schloenbachi)* oraz przez emszer. Zdaniem wymienionych autorów mamy tu do czynienia z podmorską przerwą w powstawaniu osadów czyli z tzw. diastemą oraz z powstawaniem „twardego dna“ (hard-ground).

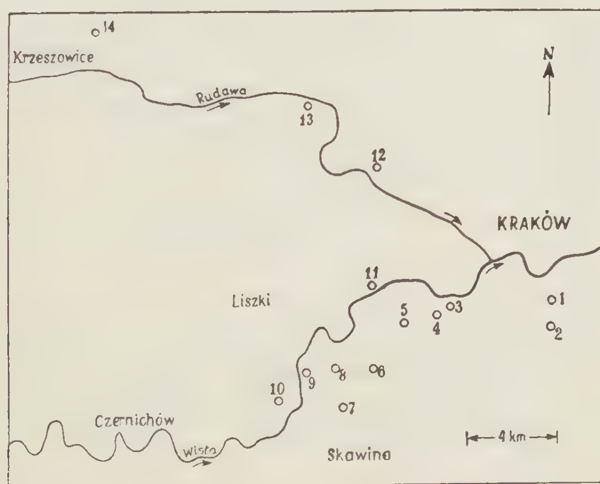


Fig. 1

Mapka rozmieszczenia odkrywek cytowanych w tekście

1 kamieniołom w Podgórzu, *2* kamieniołom na Bonarce, *3* łomy Bergera w Pychowicach, *4* Chmielnice, *5* Kostrze, *6* Podgórki, *7* Samborek, *8* Tyniec-wieś, *9* kamieniołom na Grodzisku p/Tyńcem, *10* Ściejowice, *11* kamieniołom na Bielanach, *12* Mydlniki, *13* Zabierzów, *14* Siedlec-Żbik

OPIS WAŻNIEJSZYCH ODSŁONIĘĆ

I *Bonarka* (p. punkt 2 na fig. 1)

Utwory turońskie odsłaniają się w dwóch miejscach kamieniołomu, położonego przy szosie wiodącej z Bonarki do Płaszowa.

W pd.-wschodniej części kamieniołomu na wapieniu jurajskim, który jest tu ścięty przez powierzchnię abrazyjną, leży jasnoszary wapień piaszczysty z glaukonitem. Jest to skała zwięzła, słabo uławicona o nierównym przełamie; na zwietrzałych powierzchniach przybiera barwę szaro-brunatną. Kwarc występuje w dwóch frakcjach: drobne ziarna (mniejsze niż 1 mm) są bardzo liczne, przeważnie ostrokrawędziste, grubsze zaś (ok. 1 cm), znacznie rzadsze, doskonale obtoczone, przeważnie kuliste lub spłaszczone. W kwasie solnym rozpuszcza się ok. 70% skały. W rezyduum prócz ziarn kwarcu i glaukonitu pozostają drobne ułamki krzemieni.

W szlifie mikroskopowym widać (pl. I, fig. 1), że głównymi składnikami są ziarna kwarcu, otwornice i włókna inoceramów. Spoiwo jest wapienne, miejscami przekrystalizowane. Dość częsty glaukonit występuje w grudkach wielkości ok. 0,1 mm. Ziarna kwarcu liczne, ostrokrawędziste, wielkości 0,2-1 mm; większe są lepiej obtoczone. Duży procent kwarców wykazuje faliste znikanie światła. Wśród organizmów przeważają otwornice należące do różnych rodzajów (rotalie, krystelarie, tekstularie i inne). Skorupki ich są często przekrystalizowane i połamane. Rzadsze są włókna inoceramów, zwykle rozrzucone i połamane. Poza tym znaleźć tu można ułamki mszywiołów i płytek jeżowców. Jest to więc facja inoceramowo-otwornicowa, piaszczysta (p. niżej fig. 10, *F*).

Fauna wapienia jest uboga:

Galerites elliptica Zar. *Inoceramus* cf. *labiatus* Schl.
Rhynchonella cuvieri d'Orb. *Scyphia sudolica* Zar.
zęby ryb

Opisany wapień turoński jest tu ścięty drugą młodszą powierzchnią abrazyjną, która nieco dalej ścina również wapień jurajski. W zachodniej części odkrywki na powierzchni tej leżą zielone margle senońskie (fig. 2). Schematyczny szkic tej odkrywki podał już St. Dżułyński *(3)*[1].

II

W pd.-zachodniej części kamieniołomu, na powierzchni abrazyjnej, która ścina wapień jurajski, leży 60-centymetrowa warstwa wapienia z otoczakami kwarcu. U dołu jest to właściwie zlepieniec, ok. 40% bo-

---

[1] W opisie do tego rysunku przestawiono omyłkowo cyfry „1" (jura) i „3" (senon). W istocie wapień jurajski (1) stanowi podłoże turonu (2), senon zaś (3), jako warstwa najmłodsza, leży na górnej powierzchni abrazyjnej na jurze i na turonie.

wiem skały stanowią otoczaki kwarców i kwarcytów oraz ułamki krzemieni wielkości do kilku cm. Ku górze ilość materiału detrytycznego zmniejsza się do ok. 8% skały, przy czym występują tu prawie wyłącznie otoczaki i mniejsze ziarna kwarcu. Sam wapień jest barwy żółtawej, na zwietrzałych zaś powierzchniach — brunatny. Przełam posiada równy lub z zadziorami.

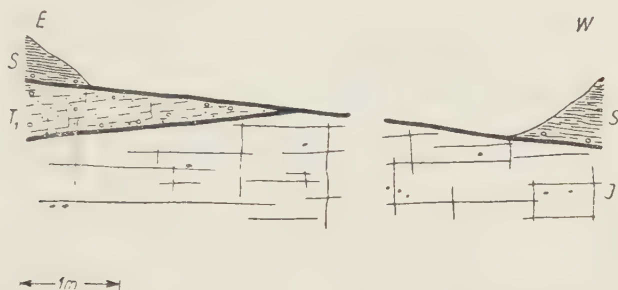


Fig. 2
Wzajemne ścinanie się powierzchni abrazyjnych w kamieniołomie na Bonarce
J wapień górno-jurajski, T_1 osady pierwszej transgresji turońskiej (najwyższa część cenomanu i niższa część poziomu *Inoceramus labiatus*), *S* margle santońskie

W szlifie sporządzonym ze zlepieńca (dolna część warstwy) widać (pl. I, fig. 2) dużą liczbę dość dobrze obtoczonych ziarn kwarcu wielkości 0,5-1 mm. Przy skrzyżowanych nikolach wykazują one przeważnie faliste znikanie światła. Glaukonit częsty, o świeżej zielonej barwie, występuje w ziarnach wielkości 0,2-0,4 mm. Z organizmów skałotwórczych przeważają różne otwornice; włókna inoceramów i płytki jeżowców są rzadkie. Spoiwo jest wapienne, miejscami przekrystalizowane. Jest to facja otwornicowa piaszczysta (fig. 10, *G*).

Na szlifie sporządzonym z wapienia z górnej części warstwy (turońskiej) stwierdzamy duże różnice w stosunku do opisanego zlepieńca (pl. II, fig. 1). Ziarna kwarcu są tu rzadkie, glaukonit zaś — bardzo rzadki. Głównym elementem skałotwórczym są tu otwornice (globigeryny) i oligosteginy. Płytki jeżowców, włókna inoceramów i inne organizmy trafiają się wyjątkowo. Jest to facja otwornicowo-oligosteginowa (fig. 10, *H*).

Fauny w wapieniu i zlepieńcu jest mało; występują tu:

Galerites elliptica Zar.
Galerites vulgaris Lam.
Terebratula becksi Röm.
Inoceramus cf. *cuvieri* Sow.

Opisany wapień jest ścięty powierzchnią abrazyjną, na której we wschodniej części odkrywki leżą zielone margle glaukonitowe dolnego senonu (fig. 3).

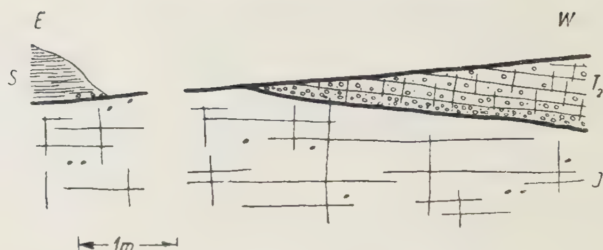


Fig. 3
Wzajemne ścinanie się powierzchni abrazyjnych w kamieniołomie na Bonarce
J wapień górno-jurajski, T_2 osady drugiej transgresji turońskiej (wyższa część poziomu *Inoceramus lamarcki* i poziom *Scaphites geinitzi)*, *S* margle santońskie

Pychowice

III (łom Bergera), p. punkt 3 na fig. 1.

We wschodniej części wsi Pychowice, nieco na południe od drogi Kraków—Tyniec, znajdują się dwa małe kamieniołomy znane pod nazwą „łomów Bergera". Odsłaniają się tu ławice wapienia jurajskiego, zmienionego miejscami w dolomit, ścięte niezgodnie powierzchnią abrazyjną. Na niej leżą szare, nieco piaszczyste margle. W części spągowej są one silnie glaukonitowe i przybierają barwę zieloną. Na samej powierzchni abrazyjnej widoczne są liczne otoczaki kwarcu wielkości 1-2 cm. W marglu znalazłem ułamki skorup inoceramów, zęby ryb, po przeszlamowaniu zaś — otwornice:

Globotruncana marginata Rss.
Globigerina cretacea d'Orb.
Stensiöina exsculpta Rss.
Ataxophragmium variabile Rss.
Ataxophragmium compactum Brotz.
Cibicides excavata Brotz.

IV (Wzgórze Pychowickie)

Starsze utwory kredowe (turon) sypią się w polach na pd. zboczu Wzgórza Pychowickiego, na pd. od szkoły w Pychowicach, w odległości około 300 m od łomu Bergera. Ze zdjęcia geologicznego wynika, że leżą one tu na wapieniach jurajskich a przykryte są senońskimi marglami.

Są to jasno-brunatne wapienie nieco zapiaszczone, z otoczakami kwarcu. W kwasie solnym rozpuszcza się około 90% skały. W rezyduum pozostają otoczaki i ziarna kwarcu oraz ułamki krzemieni.

W szlifie mikroskopowym otwornice przeważają ilościowo nad włóknami inoceramów. Inne organizmy skałotwórcze są bardzo rzadkie. Ziarn kwarcu jest dość dużo. Są one małe, ostrokrawędziste, przeważnie o falistym znikaniu światła. Jest to facja inoceramowo-otwornicowa piaszczysta.

Fauny jest bardzo mało. Na uwagę zasługuje obecność ułamków grubych skorup inoceramów typu *Inoceramus cuvieri* Sow. Występują tu:

Galerites elliptica Zar.
Inoceramus sp. (skorupki grub. 6 mm)
Terebratula sp.
zęby ryb

V (Chmielnice) — p. punkt 4 na fig. 1.

Utwory turońskie odsłaniają się również w pd.-zachodniej części wsi Pychowice, na wzgórzu Chmielnice. W podłożu spoczywają tu jasne i ciemne wapienie oraz dolomity jurajskie, ścięte powierzchnią abrazyjną. Na niej leżą żółtawo-szare wapienie piaszczyste z otoczakami kwarcu. Miejscami bardzo licznie występują przekroje skorup inoceramów, ułamki jeżowców i brachiopodów. Ziarna kwarcu stanowią ok. 10% skały. Większość z nich, to ziarna słabo obtoczone, małe, wielkości ok. 1 mm. Rzadsze są ziarna większe (1-2 cm), bardzo dobrze obtoczone.

W szlifie prócz ziarn kwarcu widoczne są szczątki organiczne. Obok luźnych włókien inoceramów występują tu różne otwornice, często o połamanych skorupkach. Znacznie rzadsze są płytki jeżowców, ułamki mszywiołów i skorupek brachiopodów. Jest to facja inoceramowo-otwornicowa piaszczysta (fig. 10, *C*).

Fauna jest tu stosunkowo obfita:

Galerites elliptica Zar.
Galerites globulus Dés.
Galerites castaneus Ag.
Discoidea minima Brown.
Rhynchonella plicatilis Sow.
Rhynchonella cuvieri d'Orb. (b. liczna)
Inoceramus sp. (skorupki grub. 2 mm)
Scyphia sudolica Zar.

Podgórki

VI — p. punkt 6 na fig. 1.

Margle senońskie odsłaniają się w małej kopance przy drodze Skotniki—Tyniec we wsi Podgórki. Ławice wapienia jurajskiego są tu wychylone z poziomego położenia i ścięte niezgodnie powierzchnią abrazyjną (fig. 4). Na niej leżą zielone margle glaukonitowe z dużą ilością ułamków inoceramów. W spągu margli, na samej powierzchni abrazyjnej rozrzucone są liczne otoczaki kwarcu wielkości 1-3 cm. Margle zawierają dolno-senońską mikrofaunę:

Ataxophragmium compactum Brotz.
Ataxophragmium variabile Rss.
Globorotalia multisepta Brotz.
Stensiöina exsculpta Rss.
Globigerina cretacea d'Orb.
Cibicides excavata Brotz.
Ammodiscus sp.
Ostracoda

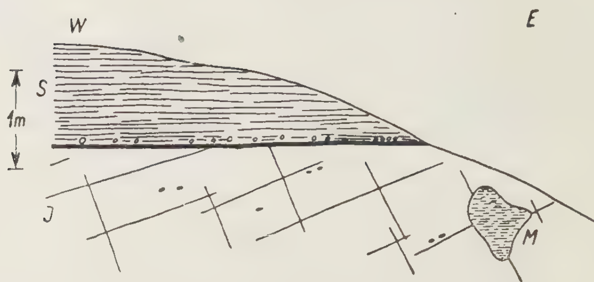


Fig. 4
Powierzchnia abrazyjna morza santońskiego, niezgodnie ścinająca pochylone ławice wapienia jurajskiego, w małym kamieniołomie we wsi Podgórki. W spągu santońskich margli znajdują się liczne otoczaki kwarcu
J wapień górno-jurajski, *S* margle santońskie, *M* ilasty materiał wypełniający jamę krasową w wapieniu jurajskim

Samborek

VII — p. punkt 7 na fig. 1.

Na południowej ściance małego wzgórza we wsi Samborek odsłonięte są wapienie i dolomity jurajskie oraz zielone margle senońskie. W dwóch małych łomach można obserwować, jak jasnoszary i kremowy wapień jurajski przechodzi stopniowo w ciemny, brunatny lub granatowy wapień, który z kolei łączy się stopniowymi przejściami z brunatnym, cukrowatym, drobnokrystalicznym dolomitem. Przejścia te można obserwować również w szlifach [2].

W zachodniej części odkrywki widoczna jest powierzchnia abrazyjna, która ścina utwory jurajskie. Na niej leżą zielone glaukonitowe margle senońskie z bogatą mikrofauną:

Bulimina hofkeri Brotz.
Gyroidina nitida d'Orb.
Stensiöina exsculpta Rss.
Globotruncana marginata Rss.
Globigerina cretacea d'Orb.
Globorotalia multisepta Brotz.
Cibicides excavata Brotz.
Frondicularia inversa Rss.
Lituola irregularis Röm.
Ostracoda

Margle te odsłonięte są wśród zwietrzeliny w górnej części odkrywki. Niskie położenie powierzchni abrazyjnej w stosunku do wapieni we wschodniej części łomu spowodowane jest niewielkim uskokiem zasłoniętym przez osypisko.

---

[2] Ciemne wapienie i dolomity jurajskie okolic Krakowa opisał A. Gaweł *(5)* oraz S. Dżułyński i W. Żabiński *(4)*.

Tyniec

VIII (Kowodrza)

Utwory kredowe w okolicach Tyńca nie były dotychczas szczegółowo opisane, wspominał o nich jedynie E. Panow (*10*, tabelka). Kuźniar i Żelechowski (*9*) znaleźli tu także zlepieńce, których wiek z powodu braku fauny nie został przez nich określony.

Zlepieńce te odsłaniają się w skrócie drogi, wiodącej ze Skawiny do Tyńca, w miejscu, gdzie wchodzi ona na wzgórza Podgórek [3]. Zlepieńce stanowią tam kilkunastocentymetrową warstwę, leżącą na wapieniu jurajskim. W ich skład wchodzą otoczaki kwarcytów i kwarcu wielkości 1-4 cm, ostrokrawędziste fragmenty wapieni jurajskich oraz krzemienie. Licznie reprezentowana jest również frakcja piaszczysta. Po rozpuszczeniu zlepieńca w kwasie solnym pozostaje rezyduum (ok. 30% skały), w którym przeważają ziarna i otoczaki kwarcu różnej wielkości. Poza tym można w nim znaleźć ostrokrawędziste ułamki brunatnych i czarnych krzemieni i skrzemionkowane ułamki organiczne.

W szlifie widoczne są liczne ziarna kwarcu różnej wielkości i o różnym stopniu obtoczenia oraz kilka ziaren glaukonitu. Ze szczątków organizmów przeważają ułamki płytek i kolców jeżowców. Mniejszą rolę odgrywają otwornice, zwykle o połamanych skorupkach, włókna inoceramów, ułamki mszywiołów i skorupek brachiopodów. Spoiwo jest wapienno-margliste.

IX (Tyniec-wieś) — p. punkt 8 na fig. 1.

Wapienie turońskie występują na większej przestrzeni na szczycie niewielkiego wzgórza rozciągającego się na wschód od drogi Skawina—Tyniec, wzdłuż zabudowań wiejskich. Odsłaniają się one w wielu kopankach oraz w kilku małych kamieniołomach, co umożliwia dokładne zapoznanie się z ich stratygrafią i tektoniką. Podłoże osadów turońskich stanowi wapień jurajski, który ścięty jest powierzchnią abrazyjną. W kilku miejscach widać, że powierzchnia ta ścina niezgodnie wychylone z poziomego położenia ławice wapienia jurajskiego (fig. 5).

Na powierzchni abrazyjnej leży płytkowy, jasnoszary lub żółtawy wapień piaszczysty. Na zwietrzałych powierzchniach przybiera on barwę brunatną. Miejscami składa się prawie wyłącznie ze szczątków organicznych, głównie z ułamków skorup inoceramów, a także brachiopodów i je-

---

[3] Nazwą Podgórek określa się malownicze pasemko wzgórz wapiennych, rozciągające się między wsiami Podgórki i Samborek a doliną Wisły. W północno-zachodniej ich części leży wieś Tyniec.

żowców; ziarn kwarcu jest tu mało. W innych miejscach szczątki organiczne są rzadkie, ziarna zaś kwarcu odgrywają większą rolę. Można obserwować, jak oba te rodzaje skały przechodzą jeden w drugi w obrębie tej samej odkrywki, przy czym przejście to jest stopniowe.

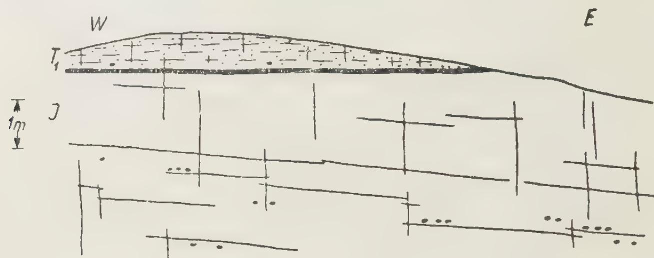


Fig. 5
Powierzchnia abrazyjna morza dolno-turońskiego (górno-cenomańskiego) w kamieniołomie we wsi Tyniec
J wapień górno-jurajski, T_1 osady pierwszej transgresji turońskiej

Rezyduum po rozpuszczeniu wapienia w kwasie solnym waha się od 0,5% (wapień złożony ze szczątków organicznych) do 5% (wapień z nielicznymi szczątkami organicznymi). Są to głównie ziarna kwarcu wielkości 0,1-0,3 mm, na ogół ostrokrawędziste.

W szlifie mikroskopowym (wapień z licznymi szczątkami organicznymi) widać (pl. II, fig. 2), że głównym elementem skałotwórczym są tu inoceramy. Występują one w postaci luźnych włókien, rzadziej jako ułamki cienkich skorup. W sumie stanowią do 90% skały. Otwornice są rzadkie, skorupki ich uległy przeważnie przekrystalizowaniu, przez co zatarły się szczegóły ich budowy (dotyczy to głównie globotrunkan). Wnętrze otwornic wypełnione jest spoiwem wapiennym lub bardzo drobnymi kryształkami jasnego kalcytu. Ze szczątków innych organizmów spotkać można płytki jeżowców, ułamki mszywiołów i skorup brachiopodów. Glaukonit jest rzadki, ziarn kwarcu niewiele; są one małe i ostrokrawędziste, często o falistym znikaniu światła. Jest to facja inoceramowa (fig. 10, *A*).

W innych szlifach (wapień z małą ilością szczątków organicznych) obok włókien inoceramów zjawiają się liczne otwornice z różnych rodzajów, często o połamanych skorupkach (pl. III, fig. 1); więcej jest też płytek jeżowców. Ziarna kwarcu są liczniejsze, glaukonit rzadki. Większą rolę odgrywa tu spoiwo wapienne, które miejscami jest przekrystalizowane. Skałę tę można zaliczyć do facji inoceramowo-otwornicowej (fig. 10, *B*). Fauna zebrana z opisywanego wapienia w kilku odkrywkach wskazuje na dolny turon:

Galerites elliptica Zar.
Galerites subrotunda Ag.
Galerites globulus Dés.
Discoidea minima Ag.
Inoceramus labiatus Schl.
Rhynchonella cuvieri d'Orb.
Rhynchonella plicatilis Sow.
Terebratula sp.
zęby ryb

W wielu miejscach widać, że opisany wapień dolno-turoński ścięty jest powierzchnią abrazyjną (fig. 6). Ogólna jego miąższość waha się

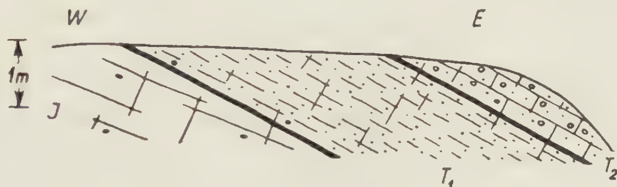


Fig. 6

Wzajemne ułożenie turońskich powierzchni abrazyjnych w odkrywce na wzgórzu we wsi Tyniec

J wapień górno-jurajski, T_1 osady pierwszej transgresji turońskiej, T_2 osady drugiej transgresji turońskiej

w granicach 1-2 mm. Na tej (górnej) powierzchni abrazyjnej leży (fig. 6) wapień piaszczysty z otoczakami kwarcu, barwy jasnoszarej lub jasnobrunatnej. Na zwietrzałych powierzchniach przybiera barwę brunatną; przełam jest bardzo nierówny.

Po rozpuszczeniu wapienia w kwasie solnym (rezyduum stanowi 8-18% skały) pozostają ziarna kwarcu różnej wielkości (0,05-20 mm), przy czym wagowo przeważa frakcja żwirowa. Prócz kwarcu znajduje się tu zwykle kilka ziaren glaukonitu oraz skrzemionkowane ułamki gąbek, mszywiołów, kolców jeżowców i inne.

W szlifach mikroskopowych ukazują się bardzo liczne szczątki organiczne (pl. III, fig. 2). Przeważają różne otwornice; skorupki ich są pokruszone lub częściowo przekrystalizowane. Mniejszą rolę odgrywają zwykle włókna inoceramów, czasem dorównują jednak ilościowo otwornicom. Znacznie rzadsze są płytki jeżowców, ułamki mszywiołów, skorupki brachiopodów i in. Zapiaszczenie waha się w granicach 5-15% skały. Ziarna kwarcu są małe, ostrokrawędziste, często o falistym znikaniu światła. Akcesorycznie występuje glaukonit. Spoiwo jest wapienne, miejscami przekrystalizowane. Mamy tu do czynienia z facją otwornicową i otwornicowo-inoceramową, przy czym ta ostatnia jest czasem piaszczysta (fig. 10, *K*). Fauna jest dość uboga:

Galerites albogalerus Lam.
Galerites elliptica Zar.
Galerites globulus Dés.
Galerites vulgaris Lam.
Terebratula becksi Röm.
Rhynchonella cuvieri d'Orb.
Inoceramus cf. *lamarcki* Park.
Inoceramus cf. *cuvieri* Sow.
Terebratula sp.
zęby ryb

Strop opisanego wapienia został zniszczony przez erozję (być może częściowo przez abrazję morza senońskiego), tak że obecnie w okolicach Tyńca nie mamy żadnych danych co do miąższości tego utworu.

Kostrze

X — p. punkt 5 na fig. 1.

We wkopie pod szkołą w Kostrzu odsłonięty został turoński wapień piaszczysty z otoczakami kwarcu. Liczba tych otoczaków jest większa w spągu, ku górze zaś wyraźnie się zmniejsza. Średnio zapiaszczenie wynosi ok. 8% skały. Ziarna kwarcu są małe (zwykle 0,2-0,5 mm) i ostrokrawędziste. W szlifie widać (pl. IV, fig. 1), że większość wykazuje faliste znikanie światła. Ze szczątków organizmów skałotwórczych liczne są włókna inoceramów i otwornice. Znacznie rzadziej występują ułamki mszywiołów, płytki i kolce jeżowców oraz ułamki skorupek brachiopodów. Jest to więc facja inoceramowo-otwornicowa (fig. 10, *I*). Fauna jest dość obfita:

Inoceramus cf. *lamarcki* Park.
Inoceramus cuvieri Sow.
Galerites globulus Dés.
Galerites subrotunda Ag.
Galerites elliptica Zar.
Discoidea minima Ag.
Terebratula becksi Röm.
Terebratula sp.
zęby ryb

Ściejowice

XI — p. punkt 10 na fig. 1.

Wapienie turońskie występują na jednym ze wzgórz, położonych na lewym brzegu Wisły na południe od Ściejowic. U stóp tego wzgórza leży wypełnione jeszcze wodą starorzecze wiślane [4]. Samo wzgórze zbudowane jest z wapieni jurajskich, które odsłaniają się na południowym jego zboczu i w małym kamieniołomie w pobliżu szczytu. Na samym szczycie leży wapień turoński, widoczny w płytkich wkopach nad kamieniołomem. Od wschodu zasięg jego jest ograniczony równą linią uskoku o przebiegu 170° (fig. 7).

---

[4] Na mapie Zaręcznego *(21)* zaznaczone jest jeszcze w tym miejscu koryto Wisły.

Jest to wapień jasnobrunatny, nieco piaszczysty, w spągu zawiera otoczaki kwarcu wielkości do 2 cm, na przełamie widać przekroje grubych skorup inoceramów (6-8 mm). Rezyduum po rozpuszczeniu skały w kwasie solnym stanowi w najniższej części ok. 17%, w wyższej — ok. 6% skały. Przeważają tu ziarna kwarcu różnej wielkości, w dolnej części także większe otoczaki i ostrokrawędziste fragmenty krzemieni.

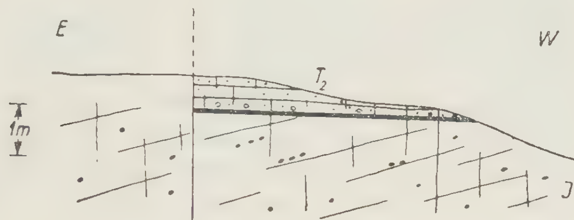


Fig. 7
Powierzchnia abrazyjna drugiej transgresji turońskiej, ścinająca wprost wapień jurajski, na wzgórzu na S od wsi Ściejowice
J wapień górno-jurajski, T_2 osady drugiej transgresji turońskiej

W szlifie mikroskopowym widoczne są liczne otwornice należące do różnych rodzajów. Mniejszą rolę odgrywają inoceramy występujące jako luźne włókna oraz ułamki płytek jeżowców. Ziarna kwarcu dość liczne, różnej wielkości, przeważnie 0,2-07 mm, ostrokrawędziste, często o falistym znikaniu światła; glaukonit bardzo rzadki. Spoiwo wapienne miejscami przekrystalizowane. Wapień ten można zaliczyć do facji inoceramowo-otwornicowej (fig. 10, *L)*. Fauna nadająca się do oznaczenia jest stosunkowo nieliczna. Występują tu:

Galerites elliptica Zar.
Galerites globulus Dés.
Discoidea minima Ag.
Inoceramus lamarcki Park.
Inoceramus cf. *cuvieri* Sow.
Rhynchonella cuvieri d'Orb.
Terebratula sp.
zęby ryb

Mydlniki

XII — p. punkt 12 na fig. 1.

Nad wschodnią ścianą kamieniołomu w Mydlnikach, na powierzchni abrazyjnej ścinającej wapień jurajski leży jasnoszary lub jasnobrunatny wapień z otoczakami kwarcu. Miejscami otoczaków jest tak dużo, że wapień staje się zlepieńcem. Wielkość otoczaków waha się w granicach 0,5-3 cm; przeważnie są one bardzo dobrze obtoczone. W spoiwie spotyka się często ułamki cienkich skorup inoceramów. Rezyduum po rozpuszczeniu skały w kwasie solnym stanowi 10% (wapień) do 25% (zlepieniec) całości. Są to otoczaki i drobne ziarna kwarcu, skrzemion-

kowane ułamki mszywiołów, elementy szkieletowe gąbek (Lithistida) oraz kilka grudek glaukonitu.

W szlifach dużą rolę odgrywa frakcja piaszczysta; są to ostrokrawędziste ziarna kwarcu o średnicy 0,3-1 mm, często o falistym znikaniu światła. Glaukonit jest bardzo rzadki. Z organizmów przeważają różne otwornice. Skorupki ich są często połamane lub przekrystalizowane. Znacznie rzadsze są włókna inoceramów oraz płytki jeżowców. Jest to facja otwornicowa piaszczysta (fig. 10, *D*). Fauna jest tu dość bogata; szczególnie licznie występują jeżowce:

Galerites elliptica Zar.
Galerites globulus Dés.
Discoidea minima Ag.
Rhynchonella cuvieri d'Orb.
Rhynchonella plicatilis Sow.
Scyphia sudolica Zar.
Inoceramus sp. (skorupki grub.2 mm)
Terebratula sp.
zęby ryb

Zabierzów

XIII — p. punkt 13 na fig. 1.

Dobre odsłonięcia warstw turońskich znajdują się w dużym kamieniołomie na zachodnim krańcu wsi. Wapień jurajski jest tu wyraźnie uławicony; ławice jego pochylają się ku zachodowi pod kątem ok. 30° i są niezgodnie ścięte przez kredowe powierzchnie abrazyjne.

Nad południową ścianą wschodniej części kamieniołomu na pierwszej, najstarszej powierzchni abrazyjnej leży na wapieniu jurajskim 30-centymetrowa ławica zlepieńca. W skład jego wchodzą głównie otoczaki kwarcu wielkości do 3 cm, znacznie rzadsze są fragmenty krzemieni i otoczaki kwarcytów. Bardzo licznie występują również mniejsze ziarna kwarcu. Spoiwo jest wapienne. W górnej części ławicy zlepieńca otoczaków kwarcu jest mniej; na przełamie znaleźć można przekroje skorup inoceramów grubości 1-2 mm.

W kwasie solnym rozpuszcza się ok. 65% skały. W rezyduum pozostają otoczaki kwarców, kwarcytów, krzemienie i skrzemieniałe szczątki organiczne. Obficie reprezentowana jest też frakcja piaszczysta. Są to ostrokrawędziste ziarna kwarcu, głównie wielkości 0,2-0,5 mm. W szlifach widać, że większość z nich ma faliste znikanie światła. Glaukonit jest bardzo rzadki, organizmów skałotwórczych stosunkowo niewiele, przy czym skorupki otwornic przeważają ilościowo nad włóknami inoceramów. Jest to piaszczysta facja inoceramowo-otwornicowa (fig. 10, *E*). Fauny w zlepieńcu jest niewiele:

Rhynchonella cuvieri d'Orb.
Scyphia sudolica Zar.
Inoceramus sp. (skorupki grub. 1-2 mm)
zęby ryb

Górna powierzchnia opisanego zlepieńca ścięta jest drugą, młodszą powierzchnią abrazyjną. Nad północną ścianą kamieniołomu (a częściowo także nad wschodnią) miąższość tego zlepieńca nie przekracza kilku centymetrów, a nieco dalej obie powierzchnie abrazyjne zbliżają się do siebie, aż wreszcie górna (młodsza) dochodzi do wapienia jurajskiego (fig. 8).

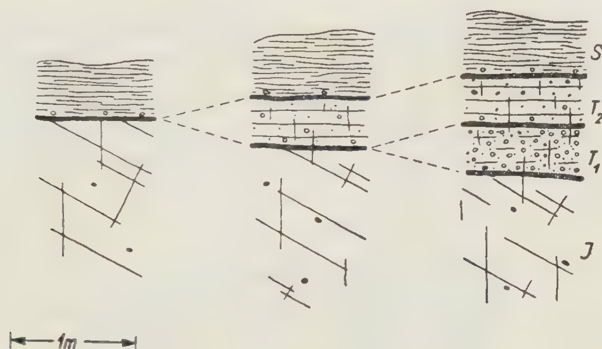


Fig. 8
Schemat wzajemnego ścinania się kredowych powierzchni abrązyjnych w kamieniołomie, w zachodniej części wsi Zabierzów
J wapień górno-jurajski, T_1 osady pierwszej transgresji turońskiej, T_2 osady drugiej transgresji turońskiej, *S* margle santońskie

W wielu miejscach w kamieniołomie na tej młodszej powierzchni abrazyjnej (na zlepieńcu lub wprost na wapieniu jurajskim) leży jasnoszary lub jasnobrunatny zbity wapień o równym przełamie. Bardzo rzadko trafiają się w nim otoczaki kwarcu. W kwasie solnym rozpuszcza się prawie cała skała; rezyduum stanowi 0,5-1%; są to małe ostrokrawędziste ziarna kwarcu. W szlifie mikroskopowym widać (pl. IV, fig. 2), że głównym elementem skałotwórczym są tutaj otwornice i oligosteginy; z otwornic najliczniejsze są globigeryny. Wnętrza otwornic wypełnione są drobnokrystalicznym jasnym (w świetle przechodzącym) kalcytem, skorupki są często przekrystalizowane. Licznie występują tu ułamki płytek i kolców jeżowców, znacznie rzadsze są włókna inoceramów i zwapniałe elementy szkieletowe gąbek. Ziarna kwarcu są bardzo nieliczne (0,1-0,3 mm), w każdym szlifie znaleźć można parę grudek glaukonitu. Jest to facja otwornicowo-oligosteginowa (fig. 10, *M*). Fauny jest bardzo mało:

Terebratula becksi Röm. *Galerites* sp.

Opisany wapień ścięty jest trzecią, najmłodszą powierzchnią abrazyjną, która widoczna jest w kilku miejscach ponad wschodnią częścią kamieniołomu. Leżą tam na niej zielone, silnie glaukonitowe margle z ułamkami skorup inoceramów. Margle te (santon) leżą miejscami na zbitym wa-

pieniu turońskim, miejscami na zlepieńcu lub też na wapieniu jurajskim (fig. 8). Zawierają one obfitą mikrofaunę:

Globotruncana globigerinoides Brotz.
Globotruncana marginata Rss.
Globigerina cretacea d'Orb.
Stensiöina exsculpta Rss.
Ataxophragmium compactum Brotz.
Gümbelina globulosa Ehrenb.
Ostracoda

Te same margle odsłaniają się w małym kamieniołomie przy szosie, na wschodnim krańcu wsi. W dole leży tu wapień jurajski, ścięty powierzchnią abrazyjną. Na niej, w spągu glaukonitowych margli, znaleźć można liczne otoczaki kwarcu i luźne fragmenty zlepieńców, zupełnie podobnych do zlepieńców z powyżej opisanego kamieniołomu (fig. 9).

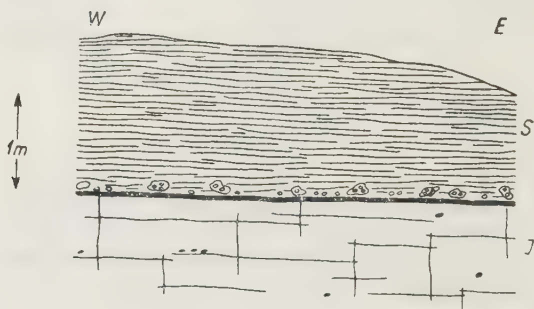


Fig. 9

Luźne fragmenty turońskiego zlepieńca, rozmytego przez transgresję morza santońskiego w małym kamieniołomie we wschodniej części wsi Zabierzów
J wapień górno-jurajski, *S* margle santońskie

Siedlec-Żbik

XIV — p. punkt 14 na fig. 1.

Na północnym skrzydle rowu krzeszowickiego, na zachód od ujścia doliny Racławki, odkrywki turonu znajdują się między Siedlcem a Żbikiem. W małym kamieniołomie przy drodze wapień jurajski ścięty jest niezgodnie powierzchnią abrazyjną, na niej zaś leżą wapienie turońskie. Druga odkrywka znajduje się we wsi Żbik (w drodze). I tutaj wapienie turońskie leżą na powierzchni abrazyjnej, na wapieniu jurajskim.

Są to jasnobrunatne wapienie o równym przełamie. W kwasie solnym rozpuszczają się one niemal zupełnie. Na pozostałe 0,5-1,5% całości przypadają małe (0,1-0,3 mm) ostrokrawędziste ziarna kwarcu i nieco glaukonitu. W szlifach (pl. V, fig. 1) dominują oligosteginy i otwornice, z których najwięcej jest globigeryn; inne rodzaje otwornic są rzadsze. Z innych organizmów znaleźć tu można włókna inoceramów, ułamki mszywiołów i płytek jeżowców. Ziarna kwarcu są bardzo rzadkie. Jest

to facja otwornicowo-oligosteginowa (fig. 10, *N*). Makrofauny jest bardzo mało: *Inoceramus* sp. (skorupki grub. 5 mm), *Terebratula* sp., zęby ryb.

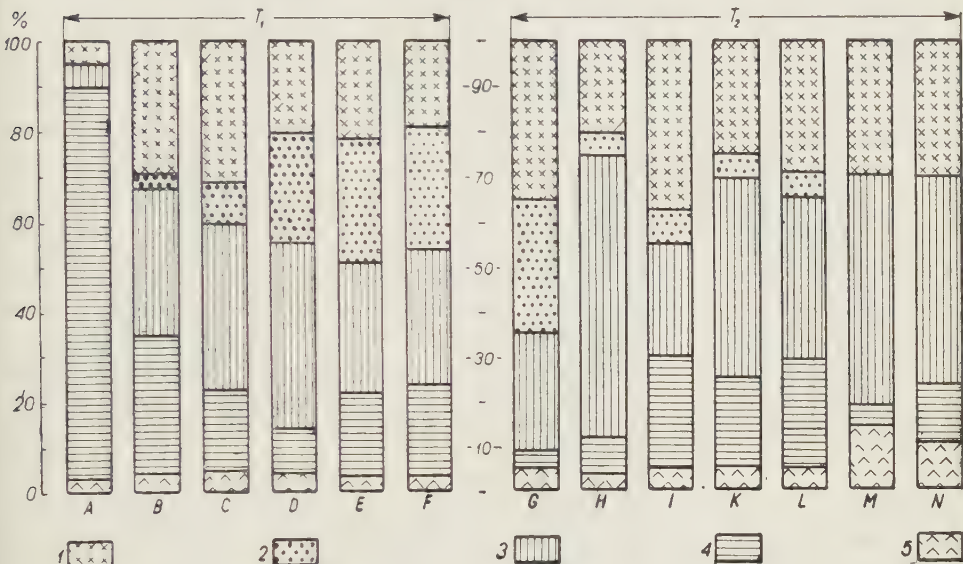


Fig. 10

Diagram zmian w składzie głównych elementów skałotwórczych w zlepieńcach i wapieniach turonu południowej części Wyżyny Krakowskiej

T_1 osady pierwszej transgresji turońskiej, T_2 osady drugiej transgresji turońskiej; *A* Tyniec-wieś, facja inoceramowa; *B* Tyniec-wieś, facja inoceramowo-otwornicowa; *C* Chmielnice, facja inoceramowo-otwornicowa, piaszczysta; *D* Mydlniki, facja otwornicowa, piaszczysta; *E* Zabierzów, facja inoceramowo-otwornicowa, piaszczysta; *F* Bonarka, facja inoceramowo-otwornicowa, piaszczysta; *G* Bonarka, facja otwornicowa, piaszczysta; *H* Bonarka, facja otwornicowo-oligosteginowa; *I* Kostrze, facja inoceramowo-otwornicowa; *K* Tyniec-wieś, facja inoceramowo-otwornicowa; *L* Ściejowice, facja inoceramowo-otwornicowa; *M* Zabierzów, facja otwornicowo-oligosteginowa; *N* Siedlec-Żbik, facja otwornicowo-oligosteginowa

Legenda: 1 spoiwo, *2* ziarna kwarcu (zapiaszczenie), *3* otwornice i oligosteginy, *4* włókna inoceramów, *5* inne organizmy (jeżowce, mszywioły itd.)

STRATYGRAFIA

Podłoże osadów kredy

Na całym opisywanym obszarze utwory kredowe spoczywają bezpośrednio na wapieniach górno-jurajskich. Wapienie te występują w kilku odmianach litologicznych, z których najważniejszymi są: wapień skalisty i wapień ławicowy z krzemieniami. Wapień płytowy nigdzie nie stanowi tu bezpośredniego podłoża kredy. Jak wynika z pracy St. Dżułyńskiego *(2)*, poszczególne odmiany litologiczne tych wapieni zastępują się facjalnie, zwykle jednak wapienie płytowe wykształcone są w niższej,

T a b e l a 1

Tabela stratygraficzna turonu południowej części Wyżyny Krakowskiej

			Bonarka	Pychowice (Chmielnice)	Kostrze	Tyniec (Podgórki, Samborek)	Ściejowice	Mydlniki	Zabierzów	Siedlec-Żbik	
Santon			margle glaukonit.	margle glaukonit.		margle glaukonit.		margle glaukonit.	margle glaukonit.		S
Emszer											
Turon	górny	*Inoceramus schloenbachi*									
		Scaphites geinitzi	wapienie z otoczakami kwarcu; zlepieńce	wapienie z otoczakami kwarcu	wapienie z otoczakami kwarcu	wapienie z otoczakami kwarcu	wapienie piaszczyste		wapienie zbite	wapienie zbite	T_2
	dolny	*Inoceramus lamarcki*									
		Inoceramus labiatus	wapienie piaszczyste z otoczakami kwarcu	wapienie piaszczyste z otoczakami kwarcu		wapienie płytkowe		wapienie z otoczakami kwarcu; zlepieńce	zlepieńce		T_1
górny cenoman											

— powierzchnia abrazyjna, ┬┬┬ na wapieniu jurajskim, /// na T_1, \\\ na T_2, --- strop zniszczony przez erozję lub abrazję

ławicowe zaś w wyższej części malmu. Wapienie skaliste zastępują bocznie jedną z tych dwóch odmian.

Wapienie ławicowe są to jasnoszare, białawe lub kremowe wapienie o przełamie równym lub z zadziorami. Występują one w ławicach grubości 0,5-1,5 m. Czasem grubość ławic przekracza 2 metry (Grodzisko koło Tyńca). W fugach międzyławicowych i w samym wapieniu występują liczne brunatne lub szaro-niebieskie buły krzemienne, o kulistym lub płaskurowym kształcie. Szczeliny ciosowe są wyraźnie zaznaczone, zwykle nie poszerzone, często wypełnione materiałem ilastym. Na nadtrawionych kwasem solnym powierzchniach spotkać można faliste warstwowanie, opisane przez St. Dżułyńskiego *(2)* jako struktury stromatolitowe.

Wapienie skaliste są zupełnie nieuławicone, na zwietrzałych powierzchniach znaleźć można liczne szczątki organiczne. Buły krzemienne są bardzo rzadkie lub brak ich zupełnie. Szczeliny ciosowe są zwykle silnie poszerzone działalnością wody; tworzą się tu jamy, kieszenie krasowe i groty. Czasem są one całkowicie lub częściowo wypełnione materiałem ilastym albo piaszczystym.

Obie odmiany tych wapieni są na ogół ubogie w faunę. Na podstawie występujących tu ramienionogów, jak *Lacunosella cracoviensis* (Quenst.) i *Septaliphoria moravica* (Uhlig), można je zaliczyć do rauraku (S. Różycki, *13)*.

Osady kredowe (tab. 1)

Najstarszym utworem kredowym są na tym terenie zlepieńce i wapienie z fauną dolnego turonu (Bonarka, Pychowice, Tyniec, Mydlniki, Zabierzów). Reprezentują one wiekowo poziom *Inoceramus labiatus* (dolny turon), a miejscami prawdopodobnie również najwyższą część cenomanu. Miąższość tego utworu jest nieznaczna i nie przekracza nigdzie 2 m. Obok form przewodnich dla dolnego turonu *(Inoceramus labiatus* Schl.) spotykamy skamieniałości, występujące pospolicie zarówno w dolnym turonie, jak i w górnym cenomanie *(Rhynchonella cuvieri* d'Orb.).

Górna powierzchnia tych warstw jest wszędzie zabradowana; wyżej leżą wapienie z otoczakami kwarcu lub zbite wapienie organogeniczne ze stosunkowo ubogą fauną. W kilku miejscach leżą one na powierzchniach abrazyjnych, ścinających wprost wapienie jurajskie (Bonarka, Kostrze, Zabierzów, Siedlec). Fauna wskazuje, że mamy tu do czynienia jeszcze częściowo z turonem dolnym — poziom *Inoceramus lamarcki* (inoceramy, jeżowce, *Rhynchonella cuvieri* d'Orb.) i częściowo z turonem górnym — poziom *Scaphites geinitzi (Terebratula becksi* Röm., *Galerites albogalerus* Lam.). E. Panow *(10)* podał z tych warstw skamieniałości przewodnie jak: *Scaphites geinitzi* d'Orb., *Heteroceras reussi* d'Orb. i inne.

Istnienie najwyższego poziomu turonu *(Inoceramus schloenbachi)* nie zostało w okolicach Krakowa udowodnione faunistycznie.

Na powierzchniach abrazyjnych, ścinających wapienie jurajskie lub utwory turońskie, leżą w wielu miejscach zielone, glaukonitowe, nieco piaszczyste margle. Fauna tych margli była już kilkakrotnie opisywana; na podstawie występujących tu głowonogów *(Actinocamax granulatus* Bl. i *Actinocamax verus* Mill) można zaliczyć je do poziomu *Actinocamax granulatus* (santon). Brak emszeru został udowodniony przez E. Panowa *(10)*, który znalazł w spągu tych margli na Bonarce santońską formę przewodnią *Marsupites testudinarius* Schl.

Wyższe ogniwa senonu (kampan, mastrycht) nie wchodzą w zakres niniejszej pracy.

FACJE TURONU KRAKOWSKIEGO

Na opisywanym obszarze turon wykształcony jest jako zlepieńce, wapienie piaszczyste i zbite wapienie zoogeniczne. Poszczególne rodzaje tych skał łączą się ze sobą szeregiem przejść: np. wapienie piaszczyste zawierają często znaczną ilość otoczaków kwarcu przechodząc miejscami w zlepieniec (Mydlniki).

W wapieniach oraz w wapiennym spoiwie zlepieńców dużą rolę odgrywają organizmy skałotwórcze. Wśród nich dominują otwornice, oligosteginy (przynależność systematyczna oligostegin nie została dotychczas ustalona) i ułamki skorup albo luźne włókna inoceramów. Rzadsze są płytki jeżowców, ułamki mszywiołów, skorupki brachiopodów, elementy szkieletowe gąbek i inne.

Skorupki otwornic wapiennych są bądź zachowane w swojej pierwotnej postaci, bądź też są częściowo przekrystalizowane. Rekrystalizacja nie jest zazwyczaj zbyt daleko posunięta, tak że kształt skorupki jest dobrze widoczny, a jedynie niektóre szczegóły ulegają zatarciu (listewki globotrunkan). Wnętrza otwornic wypełnione są spoiwem lub małymi kryształkami jasnego (w świetle przechodzącym) kalcytu. W niektórych szlifach, szczególnie często w zlepieńcach lub w silnie piaszczystych wapieniach, widać, że skorupki otwornic są połamane.

Wśród rodzajów najliczniej reprezentowane są globigeryny, a także globotrunkany. Rzadziej występują robulusy, dentaliny, rotalie i inne. W każdym szlifie znajduje się kilka okazów otwornic aglutynujących, należących najczęściej do rodziny Textularidae. Otwornicom towarzyszą oligosteginy, występujące niekiedy masowo.

Szczątki inoceramów występują najczęściej jako luźne, bezładnie rozrzucone włókna kalcytowe; rzadziej widoczne są większe ułamki skorup. Szczątki jeżowców odznaczają się charakterystyczną siatkową strukturą; są to przeważnie ułamki płytek lub kolców.

Wśród składników nieorganicznych główną rolę odgrywają ziarna kwarcu. Są one przeważnie małe (0,1-0,4 mm) i ostrokrawędziste. Większość z nich posiada faliste znikanie światła. Większe ziarna są lepiej obtoczone; przy wielkości 5 mm są one przeważnie bardzo dobrze obtoczone, kuliste lub owalne.

Glaukonit występuje w liczbie kilku ziaren w każdym szlifie. Do akcesorycznych składników należy piryt.

Spoiwo jest zawsze wapienne, często miejscami przekrystalizowane na drobnokrystaliczny, jasny (w świetle przechodzącym) kalcyt. W niektórych szlifach w spoiwie tkwią masowo drobne, silnie pokruszone, nieoznaczalne bliżej szczątki organiczne.

Stosunki ilościowe pomiędzy poszczególnymi grupami organizmów skałotwórczych w skałach turońskich są bardzo zmienne. Opierając się na ilości organizmów najliczniej reprezentowanych, a więc otwornic (w schemacie otwornice i oligosteginy podane zostały łącznie) i inoceramów (luźne włókna lub ułamki skorup), można wyróżnić trzy zasadnicze facje.

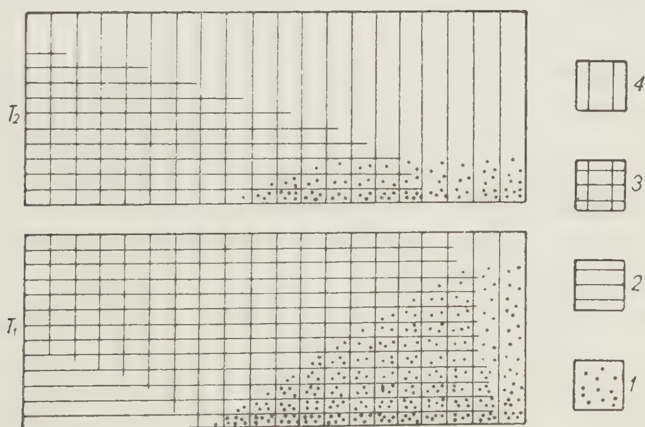


Fig. 11

Schemat wykształcenia facjalnego osadów turonu południowej części Wyżyny Krakowskiej

1 zapiaszczenie, *2* facja inoceramowa, *3* facja inoceramowo-otwornicowa, *4* facja otwornicowa i otwornicowo-oligosteginowa, T_1 osady pierwszej transgresji turońskiej, T_2 osady drugiej transgresji turońskiej

1. *Facja inoceramowa* (fig. 11, *2*) charakteryzuje się znaczną ilościową przewagą włókien inoceramów nad wszystkimi innymi elementami skałotwórczymi. Włókna te są zazwyczaj dobrze zachowane, stosunkowo nieznaczna ich ilość jest połamana; nierzadko spotkać można większe ułamki skorup. W sumie szczątki inoceramów stanowią 70-90% skały. Z innych organizmów skałotwórczych na uwagę zasługują otwornice z różnych rodzajów. Zwykle najliczniejsze są globigeryny, rzadsze oligosteginy

oraz aglutynujące tekstularie. W każdym szlifie spotyka się po kilka ułamków płytek lub kolców jeżowców oraz mszywioły. Ze składników nieorganicznych największe znaczenie ma kwarc. Ilość jego nie przekracza 2% skały. Są to małe (0,1-0,4 mm) ziarna ostrokrawędziste, często o falistym znikaniu światła. Glaukonit jest bardzo rzadki, występuje w małych ziarnach w ilości 2-5 na szlif. Spoiwa jest zwykle niedużo; jest ono wapienne, czasem nieco przekrystalizowane.

Typowa facja inoceramowa dominuje w dolnym turonie, w poziomie *Inoceramus labiatus* głównie w okolicach Tyńca. Bogactwem inoceramów nie ustępuje ona facji inoceramowej w kredzie lubelskiej, opisanej przez Z. Sujkowskiego *(18)*.

2. *Facja inoceramowo-otwornicowa* (fig. 11, *3*) ma największe rozprzestrzenienie w turonie okolic Krakowa. Włókna inoceramów występują tu w ilości 25-50%; w tych samych granicach waha się ilość otwornic. Dość liczne są również szczątki jeżowców. Wśród otwornic przeważają globigeryny, przy czym znaczny procent stanowią ułamki skorupek. Z innych rodzajów spotyka się globotrunkany, robulusy, dentaliny, tekstularie aglutynujące; towarzyszą im oligosteginy.

Spoiwa jest więcej, niż w facji inoceramowej; podobnie jak tam, jest ono wapienne i miejscami nieco przekrystalizowane. Ilość ziarn kwarcu nie przekracza zwykle 5%, czasem jednak wapienie turońskie facji inoceramowo-otwornicowej są bardziej piaszczyste. Taki stan spotykamy na Bonarce, w Zabierzowie czy w Mydlnikach. Zapiaszczenie waha się tu w granicach 10-30%, przy czym ziarna kwarcu są tu większe (ponad 1 mm) i zwykle lepiej obtoczone.

Glaukonit występuje w każdym szlifie akcesorycznie; jedynie na Bonarce (turon dolny — I) jest go więcej.

Facja inoceramowo-otwornicowa została wyróżniona i opisana przez Z. Sujkowskiego *(18, 19)*. Należy ją traktować jako przejście od facji inoceramowej do facji otwornicowej. W okolicach Krakowa rozwija się ona w dolnym turonie (ew. w najwyższym cenomanie) oraz z początkiem drugiej transgresji (poziom *Inoceramus lamarcki* i *Scaphites geinitzi)*.

3. *Facja otwornicowa i otwornicowo-oligosteginowa* (fig. 11, *4*). — W wapieniach wyższego turonu ilość włókien inoceramów zmniejsza się bardzo wydatnie. Głównymi organizmami skałotwórczymi stają się otwornice, jest to zatem facja otwornicowa. Na pierwszy plan wybijają się tu globigeryny i oligosteginy, przy czym często te ostatnie przeważają. Ogółem ilość ich dochodzi do 60% skały. Inne organizmy skałotwórcze grają znacznie mniejszą rolę: można tu spotkać włókna inoceramów, ułamki płytek i kolców jeżowców i in. Ziarna kwarcu są rzadkie (do 5%), zwykle małe i ostrokrawędziste. Jedynie w początkowym okresie drugiej transgresji zapiaszczenie tej facji dochodzi miejscami do 30% (Bonarka,

fig. 10, *F*). Podobnie z początkiem pierwszej transgresji w Mydlnikach (fig. 10, *D*) rozwija się facja otwornicowa piaszczysta.

Z. Sujkowski *(18)* wyróżnił w kredzie lubelskiej fację fissurynową i fację globigerynową. J. Samsonowicz *(13a)* zwrócił uwagę, że mylnie oznaczone przez Sujkowskiego fissuryny są to oligosteginy (p. Glaessner, podręcznik mikropaleontologii). Występują one w turonie krakowskim razem z rozmaitymi otwornicami. Facje: otwornicowa i otwornicowo-oligosteginowa, wykształcone na większych obszarach, mogą świadczyć o pogłębieniu się morza poniżej strefy korzystnej dla bujnego rozwoju inoceramów. Gdy w obrębie jednego poziomu występują one w małym, ograniczonym zasięgu, może to być oznaką miejsca, w którym lokalne warunki (np. silne zapiaszczenie) nie sprzyjały masowemu rozwojowi inoceramów.

PRZEBIEG TRANSGRESJI

Transgresja kredowa przychodzi w okolice Krakowa z początkiem cenomanu [5]. Udowodnił to E. Panow *(10)* znajdując w Sudole przewodniego głowonoga *Belemnites tourtiae* Weig. Osady dolnego i środkowego cenomanu znane są z miejscowości położonych na północ od Krakowa, jak Witkowice, Sudoł, Korzkiew i in. Są to zlepieńce, piaski i piaskowce, stanowiące brzeżny osad morza cenomańskiego. Na opisywanym obszarze, a więc na południe i zachód od Krakowa, brak jest odpowiedników tych warstw [6].

Wprost na ściętym powierzchnią abrazyjną wapieniu jurajskim, a więc przekraczająco w stosunku do dolnego i środkowego cenomanu, leżą tu zlepieńce i wapienie z otoczakami kwarcu, reprezentujące dolny turon (poziom *Inoceramus labiatus)*, a w niektórych miejscach może także górny cenoman. Jest to nowa fala transgresji kredowej w okolicach Krakowa. W tym okresie zaznacza się bardzo silnie zróżnicowanie facjalne osadów. W Zabierzowie, Mydlnikach i na Bonarce osadzają się zlepieńce i wapienie silnie piaszczyste. Dominuje tu silnie piaszczysta facja inoceramowo-otwornicowa. W Mydlnikach inoceramów jest bardzo mało; tworzy się tam facja otwornicowa piaszczysta. Jednocześnie w Tyńcu powstają wapienie z minimalną domieszką materiału detrytycznego, z bardzo bogatą fauną inoceramów i jeżowców. Obok facji inoceramowo-

---

5 Wrakoński wiek piasków z Korzkwi nie został faunistycznie udowodniony (E. Panow, *10*).

6 Być może, że do cenomanu należą zlepieńce na Kowodrzy obok Tyńca. Przemawia za tym fakt, że w odległości paruset metrów odsłaniają się wapienie turońskie obu poziomów o zupełnie innym wykształceniu litologicznym. Brak fauny nie pozwala jednak na udowodnienie cenomańskiego wieku tych zlepieńców, a możliwe jest, że powstały one podczas transgresji turońskiej w zagłębieniu nie wyrównanym przez abrazję.

otwornicowej dużą rolę odgrywa tu facja inoceramowa. Sądząc z rozmieszczenia głębokościowego organizmów (inoceramy, jeżowce, brachiopody), należy wnioskować, że morze dolno-turońskie w okolicach Krakowa było płytkie.

Znaczny udział materiału detrytycznego w tych osadach (Bonarka, Zabierzów, Mydlniki) oraz znaczna zmienność facjalna na małych przestrzeniach zdają się wskazywać na przybrzeżny charakter osadu.

Bardzo prędko, bo już pod koniec poziomu *Inoceramus labiatus*, następuje znaczne spłycenie i dno morskie dostaje się w zasięg falowania. Być może, że miejscami nastąpiło zupełne wynurzenie lądu. Wywołuje ono abrazję, która niszczy przede wszystkim osady poziomu *Inoceramus labiatus* i w wielu miejscach dochodzi aż do wapieni jurajskich. Skutki tej abrazji są również dobrze widoczne w miejscowościach położonych dalej na północ, jak np. w Trojanowicach (fig. 12), gdzie powierzchnia abrazyjna śródturońska ścina skośnie wapienie poziomu *Inoceramus labiatus*, dochodzi do dolnej powierzchni abrazyjnej i ścina dalej wapienie jurajskie, przez co wapień poziomu *Inoceramus labiatus* ulega zupełnemu wyklinowaniu. W ogóle na całym tym obszarze strop utworów dolno-turońskich jest powierzchnią abrazyjną.

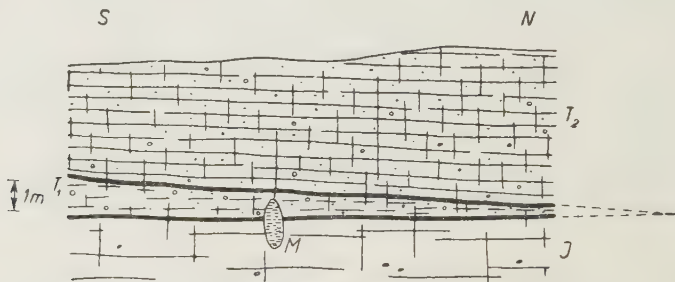


Fig. 12

Skośne ścinanie osadów pierwszej transgresji turońskiej przez powierzchnię abrazyjną śródturońską w kamieniołomie w Trojanowicach

J wapień górno-jurajski, T_1 osady pierwszej transgresji turońskiej, T_2 osady drugiej transgresji turońskiej, *S* margle santońskie, *M* ilasty materiał wypełniający jamę krasową w wapieniu jurajskim

Nowa fala transgresji przychodzi przed końcem dolnego turonu, przypuszczalnie w wyższej części poziomu *Inoceramus lamarcki.* W kilku miejscach rozpoczyna się ona zlepieńcami (Bonarka) lub wapieniami ze znaczną domieszką otoczaków kwarcu (Kostrze, Tyniec), ku górze jednak ilość ich zmniejsza się i na całym obszarze pojawiają się zbite wapienie z niewielką ilością fauny. Obok facji inoceramowo-otwornicowej dużą rolę odgrywają facje: otwornicowa i otwornicowo-inoceramowa, zazna-

czające pogłębienie się morza. Rzuca się również w oczy ogólne ujednolicenie facji, związane prawdopodobnie z oddaleniem się linii brzegowej. Z fauny na uwagę zasługują *Terebratula becksi* Röm. i *Galerites albogalerus* Lam. E. Panow *(10)* znalazł również w tych wapieniach głowonogi przewodnie dla niższego poziomu górnego turonu (poziom *Scaphites geinitzi).*

Z kolei następuje nowe spłycenie się morza i nowa abrazja. Usunęła ona dużą część osadów górno-turońskich niszcząc ich strop i to jest przypuszczalnie przyczyną, że w osadach tych nie znamy dziś sedymentacyjnych objawów tego spłycenia.

Nowa transgresja morska przychodzi dopiero w santonie, przy czym bardzo szybko na całym obszarze zapanowuje jednolita facja zielonych margli piaszczystych ze znaczną ilością glaukonitu. Zawierają one faunę poziomu *Actinocamax granulatus.*

Abrazja związana ze spłyceniem i transgresją santońską w wielu miejscach usunęła zupełnie osady turońskie, tak że zielone margle leżą wprost na jurze. Na Bonarce (fig. 10, *F, G, H)* widać skośne ścięcie turonu i jury przez tę abrazję; wreszcie w Zabierzowie (fig. 10, *E)* w spągu margli znaleźć można rozmyte fragmenty turońskiego zlepieńca.

Tak więc, w okolicach na południe i zachód od Krakowa zaznaczają się w osadach kredowych dwie luki sedymentacyjne. Pierwsza, krótka obejmuje dolną część poziomu *Inoceramus lamarcki,* druga zaś — wyższe ogniwo górnego turonu (poziom *Inoceramus schloenbachi)* i emszer. W obu przypadkach zachodziło tu spłycenie lub lokalne wynurzenie i związana z tym abrazja. Brak tu natomiast dowodów istnienia „twardego dna" (hard ground), opisywanego przez S. Różyckiego *(11, 12)* z okolic położonych dalej na północ. Jest prawdopodobne, że spłycenie lub wynurzenie i abrazja w okolicach Krakowa wiąże się z podmorską przerwą sedymentacyjną i „twardym dnem" na przyległych obszarach.

UWAGI O TEKTONICE

Tektonikę południowej części Wyżyny Krakowskiej opisał ostatnio St. Dżułyński *(3).* W tym miejscu pragnę podkreślić jedynie duże znaczenie utworów kredowych dla rozwiązywania zagadnień tektonicznych tego rejonu.

Za dobry przykład posłużyć mogą okolice Tyńca, gdzie turon odsłania się na przestrzeni ok. 500 m. Zachował się on w rowie tektonicznym o nieco skomplikowanej budowie (fig. 13). Pochylenie warstw w kierunku skrzydła zrzuconego wskazuje na tensjonalny charakter tego rowu; małe dyslokacje obserwowane na ścianach kamieniołomów potwierdzają również tę obserwację.

Podczas gdy w wapieniach turońskich, leżących na powierzchni abrazyjnej (na wapieniu jurajskim) i przedzielonych drugą powierzchnią abrazyjną,rozpoznać można nawet bardzo małe przesunięcia pionowe, to w wapieniach jurajskich, litologicznie niezróżnicowanych i zawierających jednolitą faunę przy stosunkowo dużych miąższościach, nawet uskoki o znacznym zrzucie uchodzą uwagi.

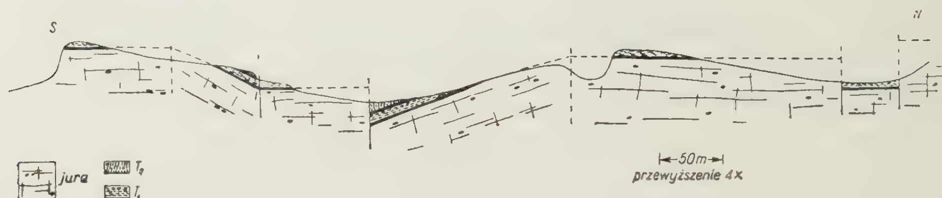


Fig. 13

Profil geologiczny przez wzgórze we wsi Tyniec

Bardzo wyraźnie zaznaczone są w okolicach Tyńca spękania ciosowe; kierunki ich przedstawione są na diagramie (fig. 14), który sporządzono na podstawie ok. 300 pomiarów. Jak widać, zaznaczają się tu dwa systemy spękań. Każdy z nich składa się z dwóch kierunków prostopadłych do siebie, przy czym jeden przeważa ilościowo nad drugim. Należy zauważyć, że wszystkie kierunki zaznaczają się zarówno w wapieniach jurajskich, jak i w obu ogniwach turonu.



Fig. 14

Spękania ciosowe w wapieniach jurajskich i turońskich w Tyńcu

Dla określenia wieku szczelin ciosowych i uskoków posługiwano się materiałami wypełniającymi szczeliny. Z metodą tą spotykamy się m. in. u Zaręcznego *(20, 21)* oraz u Kuźniara i Żelechowskiego *(9)*. St. Dżułyński *(3)*, opisując tzw. „zlepieńce sudolskie", tj. materiały żwirowo-piaszczyste, niekiedy scementowane węglanem wapnia i wypełniające szczeliny w wapieniach jurajskich, uznał, że znajdują się one na wtórnym złożu i przez to nie mogą określać dolnej granicy wieku spękań.

Pozostaje do wyjaśnienia wiek ilastych wypełnień szczelin, znajdowanych w wielu kamieniołomach w okolicach Krakowa. Kuźniar i Żelechowski *(9)*, opisując kamieniołom na Grodzisku koło Tyńca, uznali je za mioceńskie.

Po przeszlamowaniu próbek ilastych, pobranych w tym kamieniołomie ze szczelin o różnych kierunkach, okazało się, że zawierają one mikrofauny kredowe (pl. V, fig. 2). Stosunkowo licznie występują tu elementy szkieletowe gąbek i ułamki mszywiołów. Z otwornic na uwagę zasługują:

Globigerina cretacea d'Orb.
Globotruncana globigerinoides Brotz.
Globotruncana marginata Rss.
Gümbelina globulosa Ehrenb.
Stensiöina exsculpta Reuss

Podobne otwornice kredowe występują w materiałach szczelinowych w wielu miejscach w okolicach Krakowa, jak np. na Podgórzu, w Zabierzowie, na Bielanach, w Witkowicach itd. W kamieniołomie na Podgórzu zaznacza się duża przewaga ilościowa elementów szkieletowych gąbek nad zespołem otwornic (pl. VI, fig. 1). W kamieniołomie na Bielanach prócz gąbek, mszywiołów i otwornic występują licznie ułamki brachiopodów i kolców jeżowców.

W innych miejscach, jak np. w kamieniołomie we wsi Podgórki koło Tyńca, wszystkie szczeliny ciosowe wypełnione są materiałem ilastym z mikrofauną mioceńską. Otwornice mają często poniszczone i połamane skorupki (pl. VI, fig. 2), co utrudnia w wielu przypadkach dokładne ich oznaczenie. Występują tu:

Planularia auris Defr.
Cibicides pseudoungerianus Cush.
Cibicides ungerianus d'Orb.
Bulimina inflata Sequ.
Nonion pompilioides Fich. & Moll
Nonion umbilicatulum Montf.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerina triloba Rss.
Robulus sp.
Dentalina sp.

Podobne zespoły mioceńskich otwornic występują pospolicie w spągu iłów dolno-tortońskich na Bonarce, w Tyńcu i w wielu innych miejscach.

Jak widać, rozmieszczenie kredowych i mioceńskich zespołów otwornicowych w szczelinach nie jest zależne od kierunku danej szczeliny. Można przypuszczać, że ilaste materiały szczelinowe, podobnie jak wspomniane zlepieńce sudolskie, znajdują się na wtórnym złożu i jako takie również nie nadają się do oznaczenia dolnej granicy wieku szczelin ciosowych i uskoków. Przemawiają za tym następujące fakty:

1° Materiały z mikrofauną kredową, w porównaniu do margli senońskich zawierających podobną mikrofaunę, są prawie zupełnie odwapnione.

2⁰ W mikrofaunie materiałów szczelinowych zaznacza się wydatne wzbogacenie procentowe elementów szkieletowych gąbek, co ma zapewne związek z odwapnieniem materiału.

3⁰ Skorupki otwornic w materiałach szczelinowych są przeważnie połamane, porysowane lub nieco obtoczone.

4⁰ Materiały z mikrofauną kredową (senońską) zawierają liczne fragmenty krzemieni i wapieni jurajskich oraz są miejscami silnie zapiaszczone, co odróżnia je (obok odwapnienia) od margli senońskich.

5⁰ Na terenie danego kamieniołomu we wszystkich szczelinach (o różnych kierunkach) występują zespoły otwornic tego samego wieku.

Można więc przypuszczać, że wody, które krążyły w otwartych szczelinach ciosowych w wapieniu jurajskim, wypełniały je takim osadem, jaki spoczywał bezpośrednio powyżej. Gdy na wapieniu jurajskim leżały margle senońskie, w szczelinach znaleźć można górno-kredowe zespoły otwornic. W innych miejscach szczeliny mogły zostać wypełnione materiałem mioceńskim lub nawet czwartorzędowym piaskiem czy gliną.

Jak wiadomo, spękana płyta wapienna podlega w określonych warunkach procesowi krasowienia. Należy zwrócić uwagę, że szczeliny w wapieniu jurajskim okolic Krakowa zostały wypełnione w różnych stadiach rozwoju krasu, przy czym po wypełnieniu szczeliny (lub formy krasowej) dalszy rozwój cyklu krasowego został powstrzymany wskutek zahamowania ruchu wody.

ZEBRANIE WYNIKÓW

1⁰ Transgresja kredowa w południowej części Wyżyny Krakowskiej rozpoczęła się pod koniec cenomanu.

2⁰ Po utworzeniu się osadów dolnego turonu (poziom *Inoceramus labiatus)* nastąpiło spłycenie i abrazja, ścinająca utwory turońskie i wapienie jurajskie.

3⁰ Ponowny zalew morza nastąpił pod koniec dolnego turonu.

4⁰ Brak najwyższego ogniwa turonu *(Inoceramus schloenbachi)* oraz emszeru spowodowany został powtórnym spłyceniem (z możliwymi wynurzeniami lokalnymi) i abrazją.

5⁰ Na ściętych abrazyjnie utworach turońskich, a miejscami wprost na wapieniach jurajskich, leżą glaukonitowe margle reprezentujące santon.

6⁰ W turonie południowej części Wyżyny Krakowskiej można wyróżnić trzy zasadnicze facje: inoceramową, inoceramowo-otwornicową i otwornicową lub otwornicowo-oligosteginową. Największą rolę odgrywa facja inoceramowo-otwornicowa; facja inoceramowa rozwinięta jest w dolnym turonie, facja otwornicowa dominuje w górnym turonie. Miejscami obserwować można znaczne zapiaszczenie osadu.

7⁰ Materiały ilaste, wypełniające szczeliny ciosowe i jamy krasowe w wapieniach jurajskich, znajdują się na wtórnym złożu, wskutek czego oznaczona z nich mikrofauna nie może być podstawą do określenia dolnej granicy wieku szczelin ciosowych.

Z Zakładu Geologii Fizycznej
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, kwiecień 1954 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. BROTZEN F. Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. Stockholm 1936.
2. DŻUŁYŃSKI ST. Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej (The origin of the Upper Jurassic limestones in the Cracow area). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 19. 1951.
3. DŻUŁYŃSKI ST. Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of the southern part of the Cracovian Upland). Acta Geol. Pol., vol. III/3. 1953.
4. DŻUŁYŃSKI ST. & ŻABIŃSKI W. Ciemne wapienie w jurze krakowskiej (Dark limestones in the Cracovian Jurassic sediments). Ibidem, vol. IV/1. 1954.
5. GAWEŁ A. Dolomityzacja w wapieniach jurajskich okolic Krakowa (Dolomitisation des calcaires jurassiques des environs de Cracovie). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 18. 1948. Kraków 1949.
6. HOHENEGGER, FALLAUX C. Geognostische Karte der ehemaligen Gebieten von Krakau. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Bd. 26. 1867.
7. KAMIEŃSKI M. & PIĄTKOWSKI A. Kilka uwag o cenomanie okolicy Krakowa (Quelques remarques sur le Cénomanien des environs de Cracovie). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 19. Kraków 1950.
8. KOWALSKI W. C. Szkic geologiczny utworów kredowych w okolicy Solcy (Geological outline of Cretaceous deposits in the environs of Solca). Biul. P. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.), 51. Warszawa 1948.
9. KUŹNIAR W. & ŻELECHOWSKI W. Materjały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórza na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. Przegl. Górn.-Hutn., t. 19, 11-16. Dąbrowa Górnicza 1927.
10. PANOW E. Stratygrafia kredy krakowskiej (Sur la stratigraphie du Crétacé des environs de Cracovie). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 10. Kraków 1934.
11. RÓŻYCKI S. Z. Alb, cenoman i turon w okolicy stacji Złoty Potok (Alb, Cenoman und Turon in der Umgebung der Eisenbahnstation Złoty Potok bei Koniecpol östlich von Częstochowa). Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. IX, z. 1. Warszawa 1937.
12. RÓŻYCKI S. Z. Stratygrafia i tektonika kredy w okolicy Lelowa (Stratigraphie und Tektonik der Kreideablagerungen der Umgebung von Lelów südöstlich von Częstochowa). Ibidem, t. IX, z. 2. Warszawa 1938.
13. RÓŻYCKI S. Z. Uwagi o Rhynchonellidach jury górnej pasma Krakowsko-Częstochowskiego (Remarks about Upper Jurassic Rhynchonellidae of the Cracov-Częstochowa Chain). Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), Nr 42. Warszawa 1948.
13a. SAMSONOWICZ J. O utworach kredowych w wierceniach Łodzi i budowie niecki łódzkiej (Cretaceous deposits in bore-holes in Łódź and the structure of the Łódź Basin). Biul. P. I. G., 50. Warszawa 1948.

14. SIEMIRADZKI J. O utworach górno-kredowych w Polsce. Kosmos, t. XXX Lwów 1905.
15. SMOLEŃSKI J. Dolny senon w Bonarce. I. Głowonogi i inoceramy. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Um. Kraków 1906.
16. SUJKOWSKI Z. O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia (Sur le Jurassique, le Crétacé et le Quaternaire des environs de Wolbrom). Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. III, z. 3-4. Warszawa 1926.
17. SUJKOWSKI Z. O pochodzeniu materjału klastycznego górnego cenomanu Solcy i Wolbromia (Recherches sur la roche-mère des dépôts clastiques de Cénomanien supérieur de la Solca et Wolbrom). Spraw. T. N. W. (C.-R. Séances Soc. Sci. de Varsovie), t. XXI, Wydz. III. Warszawa 1928.
18. SUJKOWSKI Z. Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski (Etude pétrographique du Crétacé de Pologne. La série de Lublin). Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VI, z. 3. Warszawa 1931.
19. SUJKOWSKI Z. Skały kredowe między miastami Pilica i Szczekociny (Roches crétacées entre les villes Pilica et Szczekociny). Ibidem, t. VIII, z. 1. Warszawa 1934.
20. ZARĘCZNY S. O średnich warstwach kredowych w Krakowskim Okręgu. Spraw. Kom. Fizjogr. Akad. Um., t. XII. Kraków 1878.
21. ZARĘCZNY S. Atlas Geologiczny Galicji. Zesz. III. Kraków 1894.

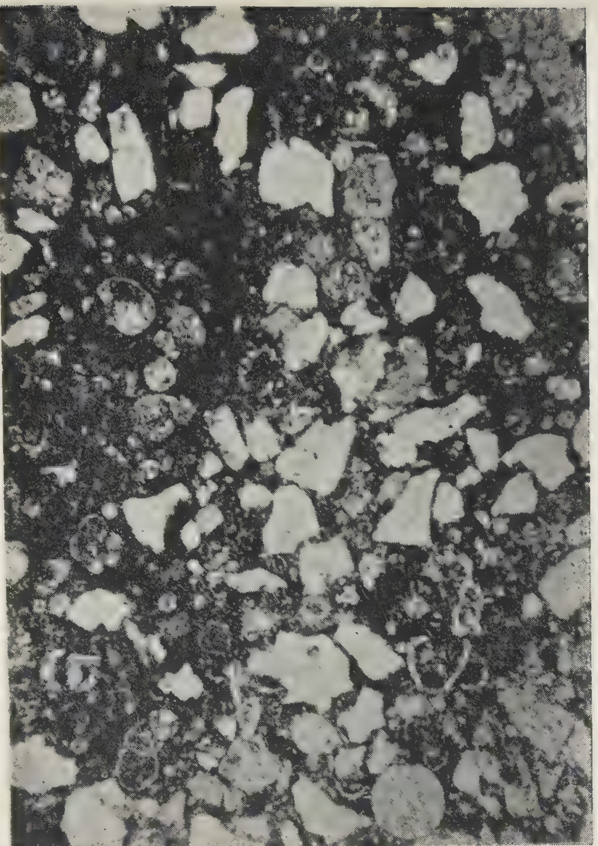


Fig. 1

Osady pierwszej transgresji turońskiej; facja inoceramowo-otwornicowa, piaszczysta — Bonarka T_1
ca. × 40

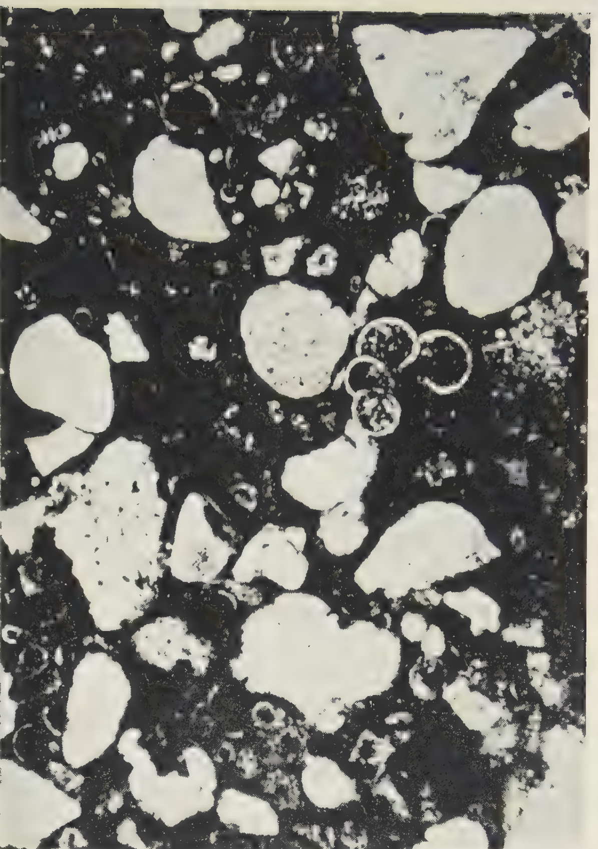


Fig. 2

Osady drugiej transgresji turońskiej; spąg warstwy; facja otwornicowa, piaszczysta — Bonarka T_2
ca. × 40

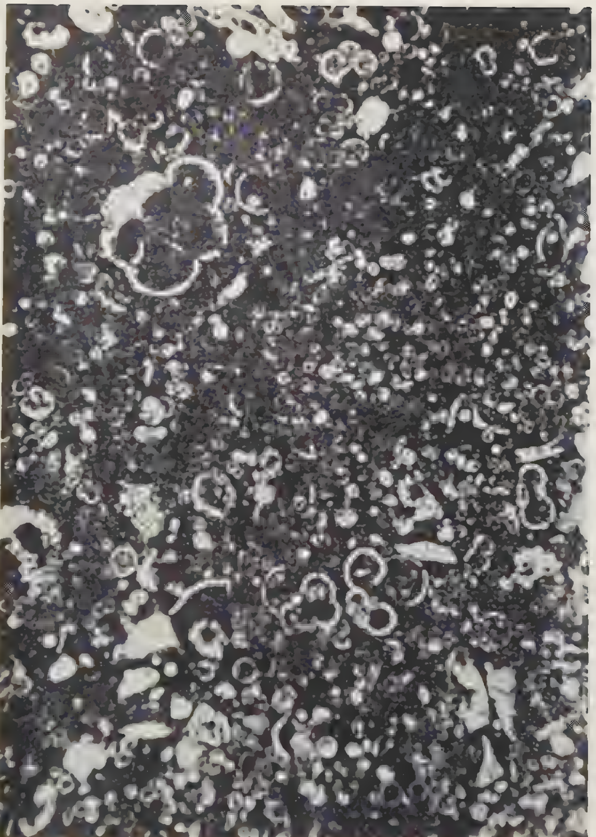


Fig. 1

Osady drugiej transgresji turońskiej; strop warstwy; facja otwornicowo-oligosteginowa — Bonarka T_2 ca. × 40

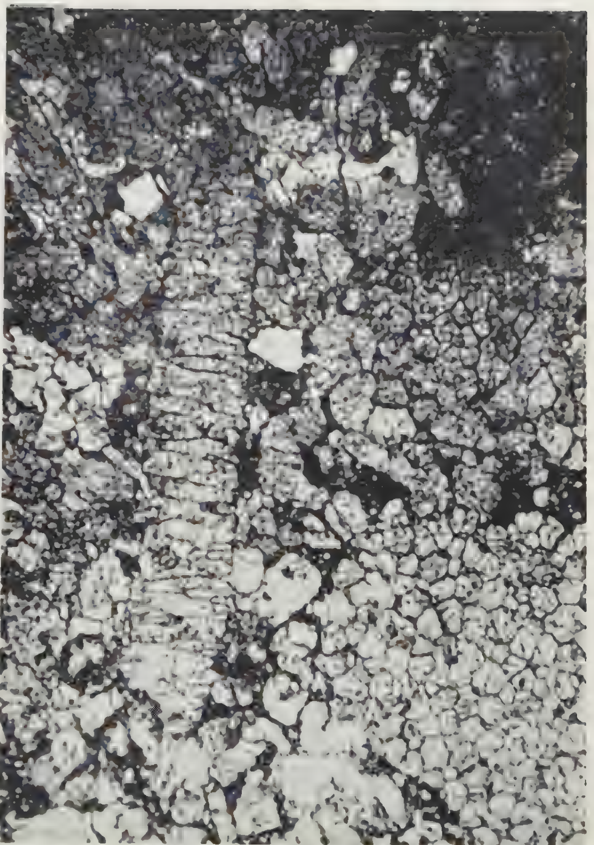


Fig. 2

Facja inoceramowa — Tyniec-wieś T_1 ca. × 40

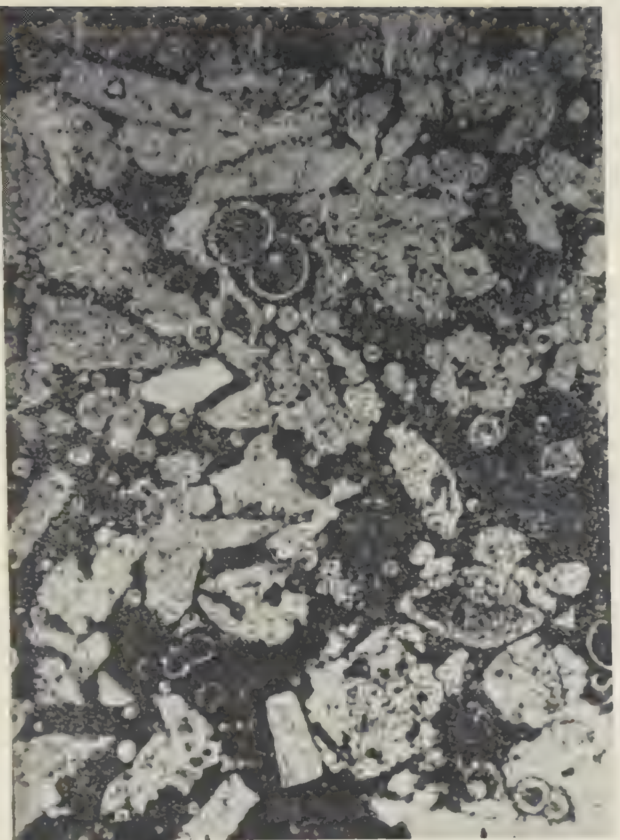


Fig. 1
Facja inoceramowo-otwornicowa (przejście do facji inoceramowej) — Tyniec-wieś T_1 ca. × 40

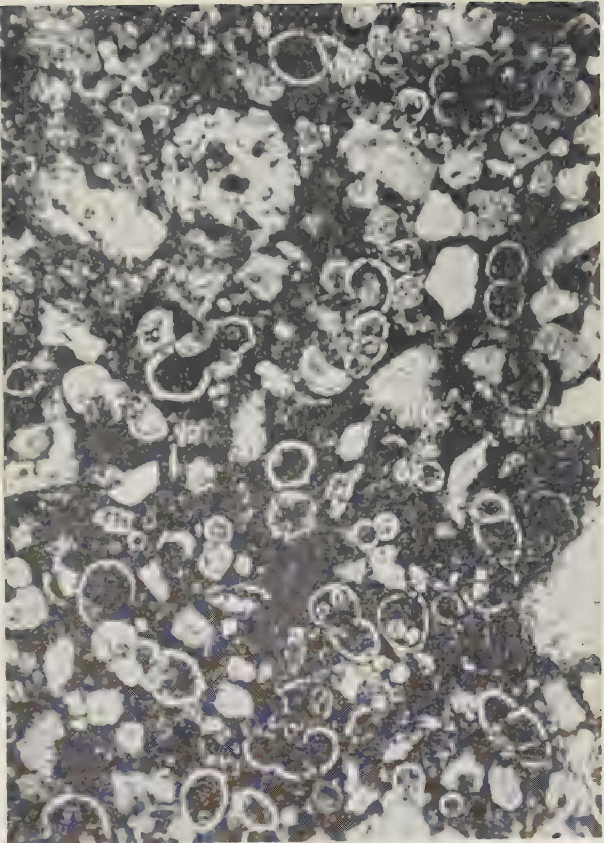


Fig. 2
Facja inoceramowo-otwornicowa — Tyniec-wieś T_2 ca. × 40

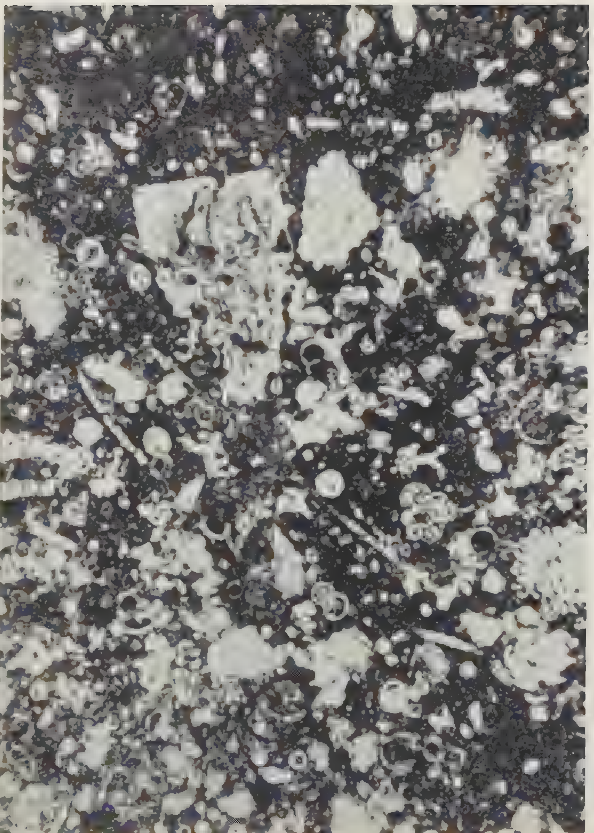


Fig. 1
Facja inoceramowo-otwornicowa — Kostrze T_2
ca. × 40

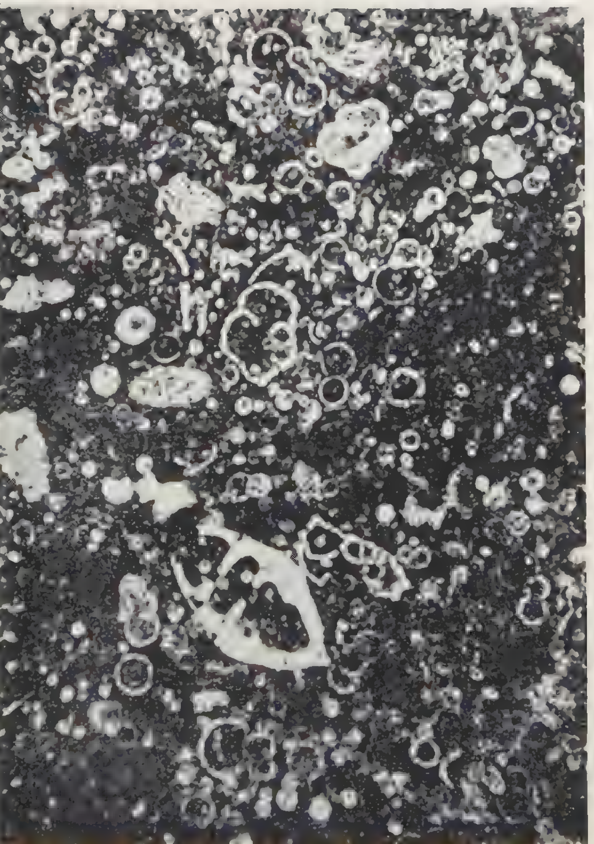


Fig. 2
Facja otwornicowo-oligosteginowa — Zabierzów T_2
ca. × 40

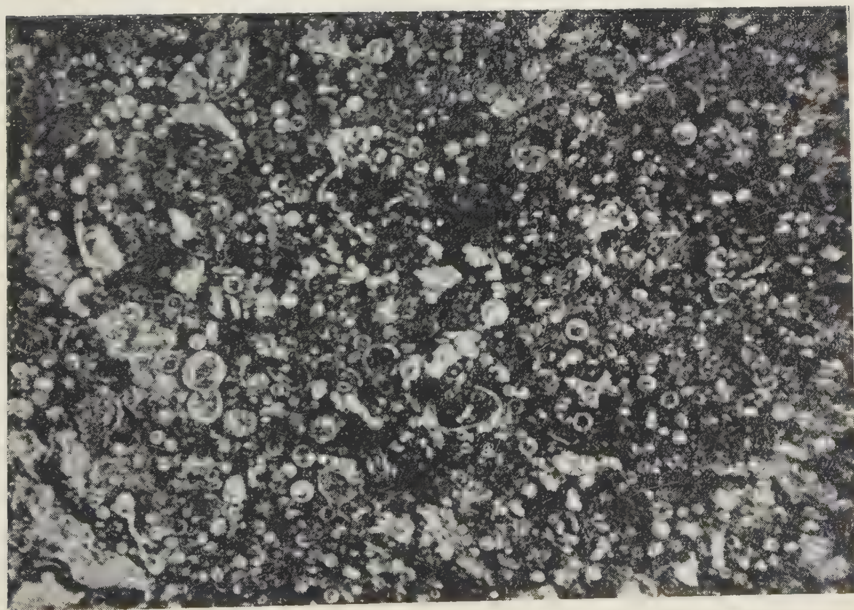


Fig. 1

Facja otwornicowo-oligosteginowa — Siedlce-Żbik T_2 ca. × 40



Fig. 2

Mikrofauna z ilastego materiału szczelinowego, zespół górno-kredowy — kamieniołom na Grodzisku p/Tyńcem ca. × 20



Fig. 1

Mikrofauna z ilastego materiału szczelinowego, zespół górno-kredowy — Podgórze ca. × 20

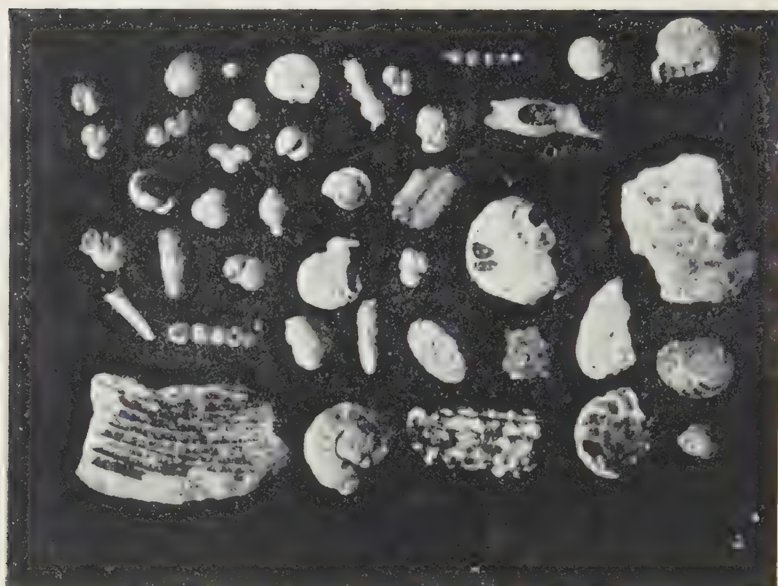


Fig. 2

Mikrofauna z ilastego materiału szczelinowego, zespół mioceński — Podgórki (kamieniołom) ca. × 15

LUDWIK SAWICKI

Stratygrafia wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego pra-Wisły w Górze Puławskiej

WSTĘP

Wysoki taras erozyjno-akumulacyjny pra-Wisły (por. fig. 1), powyżej Góry Puławskiej (pow. Kozienice), ma dla zagadnień stratygrafii i chronologii plejstocenu niżowego oraz jego archeologii znaczenie wyjątkowe, w dolnej bowiem części tego tarasu znaleziono złoże wyrobów krzemiennych przemysłu środkowo-oryniackiego *(19)*. Fakt ten posłużył za podstawę uznania materiału eratycznego, występującego w stropie lessu, który pokrywa poziom oryniacki, za pozostałość moreny dennej zlodowacenia środkowo-polskiego, w związku zaś z tym — uznania tego zlodowacenia za młodsze, odpowiadające Würmowi II.

O nie tylko lokalnym znaczeniu dla zagadnień plejstoceńskich profilu Góry Puławskiej świadczą wzmianki o nim w publikacjach obcych *(11, 12)* oraz fakt odwiedzenia tego profilu przez prof. P. Woldstedta, który o to specjalnie zabiegał. Wycieczka doszła do skutku pod moim przewodnictwem w lecie 1934 r., przy sposobności Międzynarodowego Kongresu Geograficznego w Warszawie.

Istnieje bogata literatura, dotycząca tarasu Góry Puławskiej *(5, 6, 2, 17, 7, 8, 3, 4, 19, 9, 1, 20, 21, 10, 22, 14, 23, 16)*[1]. Zapoczątkował ją N. I. Krisztafowicz publikując dziś jeszcze bardzo cenną rozprawę o plejstocenie okolic Puław *(5)*, w której podał wyniki swoich szczegółowych badań stratygraficznych tego tarasu, na odcinku długości 710 m (fig. 2, K). W okresie międzywojennym taras ten był przedmiotem badań J. Sam-

---

[1] Pozycje bibliografii podane tu są w układzie chronologicznym.

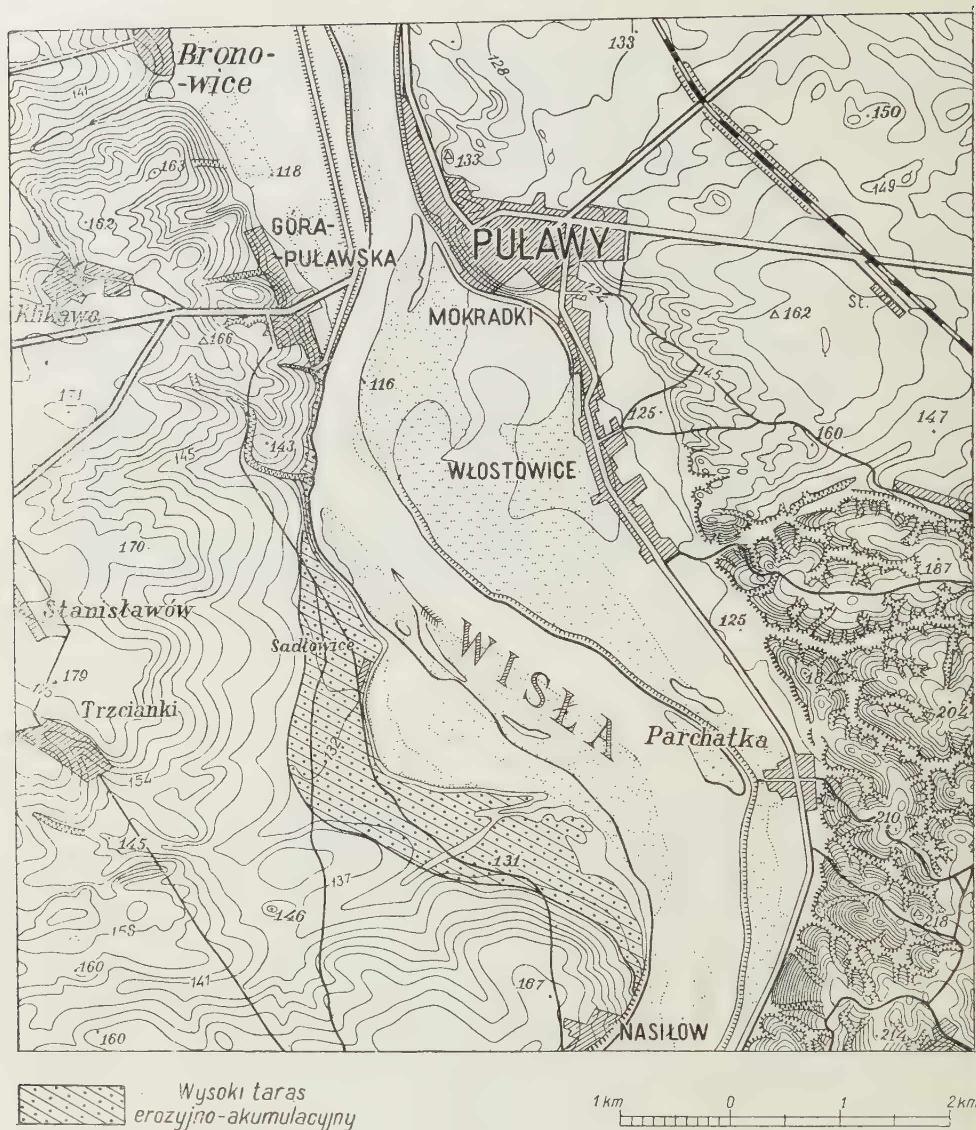


Fig. 1

Góra Puławska — Plan sytuacyjny wysokiego tarasu akumulacyjnego

sonowicza w 1921 r. *(17)*, S. Krukowskiego w latach 1924-1927 *(8-10)*, B. Halickiego w 1929 r. *(1)* i L. Sawickiego w latach 1929-1952 *(20-23)*. Bogatą literaturę, dotyczącą zagadnienia stratygrafii i wieku utworów budujących taras Góry Puławskiej, powiększyła ostatnio (1953 r.) cenna publikacja W. Pożaryskiego o ,,Plejstocenie przełomu Wisły przez Wyżyny

Południowe" *(16)*. Zawiera ona również wyniki badań stratygraficznych, przeprowadzonych przez autora w Górze Puławskiej w latach 1947-1950 oraz dokładną chronologię utworów występujących w tarasie Góry Puławskiej, opartą na koncepcji sześciu okresów zlodowaceń i pięciu interglacjałów.

W 1939 r. podjąłem systematyczne badania stratygraficzne tarasu Góry Puławskiej z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego. Były one prowadzone w związku z zamierzonym wykonaniem szczegółowego zdjęcia geologicznego i stratygraficznego terenu arkusza Puławy, w skali 1 : 25.000. Wykonano wówczas w części południowej profilu Krisztafowicza 8 szurfów na przestrzeni 158 m (pierwszy w odległości 74 m poniżej ujścia Wielkiego Wąwozu z potokiem) oraz 3 wiercenia świdrem ręcznym (do głębokości 3 m) na dnie studzienek u podstawy szurfów i 1 wiercenie do głębokości 10,5 m na tarasie naprzeciw szurfu 1 (fig. 2, Sl-8, Wl). Pracę przerwano 4 września wskutek działań wojennych. Pobrane wówczas liczne próbki utworów zaginęły w drodze do Warszawy.

W 1949 r., wskutek odkrycia przez dra W. Pożaryskiego, prowadzącego w tym czasie badania geologiczne w Górze Puławskiej, szczątków fauny ssaków w poziomie kulturowym oryniackim, przeprowadziłem badania stratygraficzne na odcinku długości 245 m powyżej ujścia wspomnianego wąwozu z potokiem. Wykonano wtedy 3 szurfy oraz 7 szybików na tarasie — w linii prostej, naprzeciw szurfu II, na przestrzeni 80 m (fig. 2, SI-III, szb).

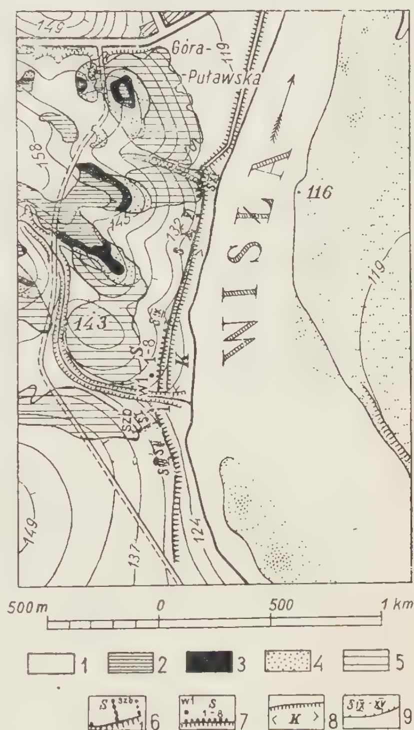


Fig. 2

Plan sytuacyjny zbadanej części profilu Góry Puławskiej. Oznaczenia i zasięgi utworów podłoża wg W. Pożaryskiego (1951 r.)

1 czwartorzęd, *2, 3, 4* oligocen: *2* mułki, *3* glina ze żwirem, *4* piaski, *5* kreda (dan) — geza, *6 szb* — szybiki 1—8, *S* szurfy I, II, III z 1949 r., *7 W1* — wiercenie na tarasie, S1—8 szurfy wykonane w 1939 r., *8 K* — odcinek tarasu objęty profilem N. Krisztafowicza z 1896 r., *9* IX—XV szurfy wykonane w 1952 r.

Wobec włączenia do programu XXV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego (1952 r.), poświęconego zagadnieniom czwartorzędu w Polsce, przedstawienia w terenie wyników badań stratygraficznych wyso-

kiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego w Górze Puławskiej *(22)*, wykonane zostały w lecie 1952 r. na przedłużeniu trasy szybików 1-7 z 1949 r. szybik 8 (fig. 2, SIX-XV) oraz szurfy IX-XV. Szurfami X-XV objęto północny odcinek długości 260 m — do pierwszych zabudowań wiejskich i styku z wałem ochronnym przeciwpowodziowym. Stanowi on bezpośrednie przedłużenie od północy profilu opublikowanego przez Krisztafowicza. Łącznie z odcinkiem, objętym szurfami I-III z 1949 r. i stanowiącym przedłużenie od południa profilu tegoż badacza, ogólna długość części tarasu, na której przeprowadziłem w latach 1939-1952 badania stratygraficzne, wynosi 1.257 m.

Notatki i szczegółowe profile polowe w skali 1 : 100 i 1 : 50 z lat 1929, 1939, 1949 i 1952 oraz obficie pobrane próbki utworów stanowią materiał, na którym opieram podaną niżej charakterystykę stratygrafii wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego pra-Wisły powyżej wsi Góra Puławska (w skrócie: tarasu Góry Puławskiej).

GEOMORFOLOGIA TARASU

Taras Góry Puławskiej wyścieła rozległe stare zakole pra-Wisły, u którego podstawy (w linii prostej długości 6 km), w punktach styku łuku zakola z holoceńską doliną Wisły, leżą wsie: Góra Puławska — na N, i Nasiłów — na S (fig. 1). Taras charakteryzuje się dość znacznym spadkiem powierzchni — ok. 3,5‰, zgodnym z kierunkiem Wisły. Wzniesienie krawędzi tarasu na odcinku objętym szurfami I-III z 1949 r. oraz 1-8 z 1939 r. i IX-XV z 1952 r. wynosi w części południowej tego odcinka 130,39 m n.p.m., w części zaś północnej — 127 m n.p.m. (od 13,66 m do 10,27 m nad 0 Wisły, które naprzeciw ujścia wąwozu z potokiem leży w poziomie 116,73 m n.p.m.). Wzniesienie powierzchni tarasu w głębi łuku wynosi ok. 132-137 m n.p.m.

Zakole jest wyerodowane, jak wykazały szybiki 1-7, w siwaku nieodwapnionym. Powierzchnia siwaka na terenie zakola przedstawia platformę wysokiego tarasu erozyjnego, wzniesioną, na linii szybików, od 11,1 m (szybik 7) do 10,2 m nad 0 Wisły (w szybiku 2, odległym od krawędzi tarasu o 14,35 m). Deniwelacja wynosi 0,90 m i daje spadek ku Wiśle 13,5‰. Pochylenie powierzchni topograficznej na trasie szybików 1-7 jest niewspółmiernie większe, gdyż przy deniwelacji 2,67 na przestrzeni 80 m wynosi 33‰.

Szurfy I-III, wykonane w 1949 r., dowiodły, że w dolnej części zbocza wysokiego tarasu erozyjnego istnieje wąska listwa erozyjna siwaka w poziomie 4,5-5,85 m nad 0 Wisły. Jest ona pozostałością dolnego tarasu erozyjnego — brzeżną partią dna doliny pra-Wisły, wciętej w wysoki ta-

ras erozyjny. Na N od tego odcinka pozostałością dolnego tarasu erozyjnego jest „garb“ siwaka, występujący na przestrzeni 150 m w części środkowej profilu Krisztafowicza *(5)*. Powierzchnia „garbu“ zerodowana, w części kulminacyjnej wznosi się na 5,1 m nad 0 Wisły [2]. Zbocza północne i południowe „garbu“ oraz występujące w jego części północnej zagłębienia erozyjne pokrywa „glina C-C“ Krisztafowicza, która nie osiąga jednak — co należy podkreślić — kulminacyjnego poziomu „garbu“. Brak jej również w szurfach I-III z 1949 r. oraz w szybikach — w stropie wysokiego tarasu erozyjnego. Występowanie tego utworu jest zatem ograniczone do zagłębień erozyjnych, które rozcięły dolny taras erozyjny, w szczególności zaś — do głębokiego i o znacznej szerokości wcięcia w części południowej profilu Krisztafowicza. Wcięcie to niewątpliwie predysponowało powstanie rozległego wąwozu z sezonowym potokiem. Jest ono, podobnie jak wąwóz, wynikiem erozji wstecznej wód spływających z pobliskich wzniesień siwaka, które okalają północne ramię łuku zakola pra-Wisły (fig. 1).

Warunki występowania „gliny C-C“ wskazują na to, że wcięcie i rzeźba „garbu“ powstały przed okresem akumulacji tej „gliny“. Fakt pokrycia powierzchni i zboczy „garbu“ oraz listwy dolnego tarasu erozyjnego (w szurfach I-III z 1949 r.) przez glinę ilastą zwietrzelinową, bezwapienną dowodzi istnienia długiej przerwy czasowej, poprzedzającej akumulację „gliny C-C“.

Zacytowane powyżej fakty pozwalają ustalić kolejność procesów geomorfologicznych w pradolinie Wisły na odcinku Góry Puławskiej. Cennym ich uzupełnieniem jest stwierdzone przez Krisztafowicza i S. Krukowskiego *(9)* występowanie w „glinie C-C“ soczewek, zawierających szczątki kości, okruchy węgla i wyroby krzemienne środkowo-oryniackie oraz stwierdzony przeze mnie fakt wtórności złoża materiałów eratycznych, występujących na dolnym tarasie erozyjnym (w szurfach I-III i na „garbie“). Fakty te reprezentują ważne daty, umożliwiające chronologiczną interpretację stratygrafii wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego pra-Wisły w Górze Puławskiej.

W uzupełnieniu podanych tu faktów uważam za niezbędne dodać, że utwór lessowy, pokrywający „glinę C-C“, oznaczony przez Krisztafowicza literami „B-B“, występuje wyłącznie we wcięciu w wysoki taras erozyjny. Jak wykazały szurfy I-III z 1949 r., pokrywa on jedynie zbocze tego tarasu, brak go zaś na tarasie.

---

[2] Szurf IX ujawnił wzniesienie „garbu“ do 6 m nad 0 Wisły.

STRATYGRAFIA TARASU

Południowa część profilu

Charakterystykę podłoża, które tu reprezentuje siwak, oraz pokrywających go utworów plejstoceńskich podaję w ujęciu syntetycznym, na podstawie całości wyników swoich dotychczasowych badań stratygraficznych tarasu erozyjno-akumulacyjnego Góry Puławskiej. Ze względu na szczególne znaczenie stratygrafii tego tarasu dla zagadnienia wieku zlodowacenia środkowo-polskiego i prehistorii plejstoceńskiej oraz ze względu na zagadnienie geomorfologii wylotowej partii doliny przełomowej Wisły, w materiałowej części tej pracy podaję szczegółowy opis utworów odsłoniętych przeze mnie w 18 szurfach i 8 szybikach oraz odwierconych na tarasie, w odległości 19,5 m od szurfu 2 z 1939 r.

Dokładną charakterystykę kredy miejscowej wieku dańskiego (siwaka) podali W. i K. Pożaryscy *(15, 13)*. Ograniczam się przeto do opisu cech makroskopowych wtórnych, które, jak się wydaje, są zróżnicowane i wskazują na różne warunki i różną długość procesu wietrzenia stropowej partii siwaka w poziomach wysokiego tarasu erozyjnego i dolnego tarasu erozyjnego.

Siwak listwy dolnego tarasu erozyjnego, odsłonięty w szurfach I-III z 1949 r., w partii stropowej zwietrzały, jest to utwór marglisty, z głazikami wapiennymi, barwy ciemnozielonej, niżej jaśniejszy — barwy szarawej, o odcieniu zielonkawym. Pokrywa go warstewka grubości 6-10 cm zwietrzeliny ilastej, barwy ciemnej, oliwkowej. Na powierzchni znajdujemy gruby i drobny materiał eratyczny, występujący bądź luźno, bądź w warstwie piasku gliniastego, żelazistego.

Na odcinku tarasu, objętym profilem Krisztafowicza (tabl. I), powierzchnię i zbocze południowe wyniosłego „garbu" tworzyło grube rumowisko siwaka, przechodzące w zwietrzelinę ilastą, barwy ciemnozielonej, o odcieniu oliwkowym. Ani w stropowym rumowisku siwaka, ani w pokrywającej go zwietrzelinie, jak również w zwietrzelinie odsłoniętej w szurfach wyżej wymienionych, obecności materiału eratycznego nie stwierdziłem. N. I. Krisztafowicz, w swoim bardzo dokładnym opisie utworów, nie konstatuje również faktu występowania materiału eratycznego w rumowisku i zwietrzelinie tego „garbu". Stwierdza jedynie obecność eratyków w warstwie wkładkowej „konglomeratu ułamków miejscowego piaszczystego marglu kredowego", która występowała w „glinie C-C". Warstwa tego konglomeratu (grubości 70 cm) odpowiada prawdopodobnie stwierdzonemu przeze mnie utworowi piaszczysto-gliniastemu, ze znaczną domieszką glaukonitu, barwy ciemnoszarej, który występował na południowym zboczu „garbu" siwaka, w stropie zwietrzeliny. Zawierał on żwir, głaziki i brukowce; miejscami nagromadzenie materiału

eratycznego było bardzo duże. W dolnej części zbocza utwór ten, w postaci spływów deluwialnych piaszczysto-gliniastych barwy rdzawej, zawierających grudki zwietrzeliny, okruchy siwaka oraz różnej grubości materiał narzutowy, pokrywał powierzchnię zagłębienia wyerodowanego w „glinie C-C“ tworząc poziom graniczny z nadległym utworem lessowym warstwowanym *(20).*

Siwak tworzący powierzchnię platformy wysokiego tarasu erozyjnego (tabl. II, 1-1b) bywa różny pod względem stanu zachowania. W szybikach 3-5 poziom stropowy siwaka, grubości 75 cm, przedstawia skałę gruzełkowato-mączystą, jasną, żółtawą, o wyglądzie lessu, z drobnymi głazikami wapiennymi; niżej siwak jest płytowaty, jasnoszary. Siwak płytowaty występuje w szybiku 7 bezpośrednio pod serią piasków rzecznych. W szybiku 2 partia stropowa siwaka, co najmniej do głębokości 1 m, przedstawia utwór bardzo zwięzły, dość suchy, barwy szarawo-oliwkowej, miejscami z drobnymi plamami barwy brunatnej i żółtawo-szarawej (o wyglądzie lessu). Sondaż wykonany na dnie szybiku przy ściance wschodniej wykazał obecność klinowatego płatu siwaka barwy jasnoszarej. W pn.-wschodnim węgle tegoż szybiku, na głębokości 75 cm, znajdowała się komora, prawdopodobnie pochodzenia kriogenicznego, wypełniona różnoziarnistym piaskiem żelazistym brunatnawo-rdzawym. Siwak odsłonięty w tym szybiku zawierał ponadto kilka ziarn żwiru i głazików, rozproszonych na różnych poziomach, oraz dwa brukowce i dość duży zwietrzały głaz granito-gnejsu (na głębokości 1 m). Powierzchnia tego głazu i brukowców skorodowana. Siwak otaczający ten głaz był odwapniony. Również stropowe partie siwaka w szybikach 4 i 5 zawierały (do głębokości 50 cm) północny materiał eratyczny: pojedyncze głaziki i żwir, rozproszone na różnych poziomach. W szybiku 5 znaleziono jeden duży brukowiec, zorientowany pionowo osią dłuższą. Powierzchnie tego brukowca oraz głazików były skorodowane.

W szybikach 2-5 strop siwaka tworzy zwietrzelina gliniasto-ilasta, bezwapienna, zmiennej grubości — do 10 cm, barwy ciemnej, oliwkowej. Pokrywa ją cienka, 5-7 cm grubości, „skorupa“ różnoziarnistego piaskowca orsztynowego, w którym z rzadka znajdowały się ziarna żwiru i drobne głaziki. W szybikach 4 i 5 na powierzchni „skorupy“ występowały nieliczne głaziki i żwir; w szybiku 3 drobny materiał eratyczny (w tym kilka małych brukowców) pokrywał dość gęsto „skorupę“ tworząc prawdziwy „bruk“. „Skorupa“ piaskowca jest niewątpliwie chronologicznie związana z podścielającą ją gliniasto-ilastą zwietrzeliną siwaka, z którą tworzy odrębny w stosunku do serii nadległej poziom stratygraficzny.

Szybiki 1 i 5 (ścianka wschodnia) i szurf II z 1949 r. ujawniły dwa ważne fakty: 1[0] istnienie kriogenicznych zaburzeń zwietrzelinowej partii

siwaka oraz 2^0 fakt, że zaburzenia te niewątpliwie zaszły po utworzeniu się poziomu zwietrzelinowego i pokrywającej go „skorupy“ piaskowcowej, żelazistej. Jak to nadto wykazały szybiki 1-5, procesem krioturbacji objęta została również dolna część nadległej serii piasków warstwowanych.

Szczególnie silnemu zaburzeniu uległy stropowe, zwietrzelinowe partie siwaka w szybiku 1 i w szurfie II z 1949 r. — górna część zbocza wysokiego tarasu erozyjnego (tabl. II). W szybiku proces krioturbacji spowodował powstanie długiej na 1,5 m i cienkiej (do 20 cm grubości) łuski zwietrzeliny wraz z częścią pokrywającej ją „skorupy“ piaskowcowej. W profilu szybiku występuje ona w położeniu niemal poziomym, wskutek czego ma wygląd warstwy wkładkowej. Analogiczne złuskowanie ujawnił szybik 5 (w ściance wschodniej). Wybrzuszona partia zwietrzeliny, grubości (u podstawy) 25 cm i wysokości 30 cm, uległa, prawdopodobnie wskutek pęknięcia, rozdwojeniu i powstały dwie łuski, z których jedna zajęła, czy też zachowała pierwotną pozycję pionową, druga — poziomą. Na powierzchniach zewnętrznych tych łusek zachowała się „skorupa piaskowcowa“, której brak było na powierzchniach wewnętrznych, pochodzących z pęknięcia tego wysadu zwietrzeliny. Niemal bezpośrednio nad dolną łuską znajdował się, w piaskach nadległych, duży, nieregularny, jakby pognieciony, prawdopodobnie luźny płat zwietrzeliny. Poza tym profil ścianki wschodniej tego szybiku ujawnił, obok łuski pionowej, obecność klina — zapewne mrozowego. Klin ten, głębokości 55 cm (szerokość rozwarcia 15 cm), był całkowicie wypełniony ciemnooliwkową, ilastą, bezwapienną zwietrzeliną, która normalnie pokrywa cienką warstewką powierzchnię siwaka, mającego w tym szybiku barwę lessu.

Najsilniejszemu zaburzeniu pod wpływem krioturbacji uległa górna część zbocza wysokiego tarasu erozyjnego, odsłonięta w korytarzu szurfu II z 1949 r. Zaburzenie to ma charakter glacjo-tektoniczny; objęło ono na przestrzeni 3 m stropową partię siwaka wraz z pokrywającym ją utworem o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej. W profilu południowej ścianki korytarza szurfu przedstawia się ono jako wydłużony wysad, o szerokiej podstawie, przechylony ku wschodowi i zakończony łukowato wygiętą „głową smoka“, z dwiema długimi, cienkimi, równoległymi, poziomymi wypustkami. Wschodnią, pionową ściankę wysadu, wysokości ok. 1,5 m, pokrywa utwór gliniasty brunatno-rdzawy, piaszczysto-żwirowy, zawierający miejscami głaziki, który w tej pozycji nie mógł być osadzony. Wskazuje na to również fakt stopniowego wzrostu spiaszczenia lessu przyległego do utworu. W szurfie less ten ma wygląd typowy: jest jasny, żółtawy, zawiera tylko nieznaczną domieszkę piasku.

W kierunku ścianki wysadu przybiera stopniowo zabarwienie ciemniejsze — brązowe, staje się gliniasty, wzrasta domieszka piasku i żwiru.

Siwak wysadu jest barwy ciemnozielonej, ma wygląd i konsystencję zwietrzeliny, zawiera liczne głaziki wapienne, przeważnie wydłużone, płytkowate, zorientowane zgodnie z kierunkiem wysadu. Powierzchnię górną, podobnie jak w szybikach, pokrywa cienka warstewka zwietrzeliny gliniasto-ilastej, bezwapiennej, barwy ciemnooliwkowej. Pionowa (wschodnia) ścianka wysadu warstewki tej nie miała. W utworze o wyglądzie gliny morenowej, żwirowo-głazikowym z brukowcami, pokrywającym powierzchnię górną wysadu, znajdowały się obtoczone płaskury siwaka. W analogicznym utworze, pokrywającym wschodnią ściankę wysadu, znajdowały się sporadycznie również otoczaki płaskurów wapiennych oraz grudki i drobne nieregularne wkładki gliniasto-ilastej zwietrzeliny.

Z zachodniej części korytarza, łączącego szurf II z szybikiem 1, ze zwietrzeliny wysadu siwaka, pokrytej utworem o wyglądzie gliny spiaszczonej morenowej, z poziomu 1,40 m poniżej krawędzi 1-go stopnia szurfu, pochodzi głazik ciemnoszarego, niemal czarnego, mikrokrystalicznego bazaltu ($7 \times 4{,}5 \times 2{,}7$ cm) z inkluzjami oliwinu. Głazik trójgraniasty sprawia wrażenie wiatrowca; jego kanty są zaokrąglone, powierzchnie zaś doskonale gładkie, ze śladami korozji, pokryte ciemnoszarą patyną wietrzeniową.

W skomplikowanej stratygrafii tarasu Góry Puławskiej ważne było zagadnienie występujących w tym tarasie utworów lessowych. W pracy o Górze Puławskiej, opublikowanej w 1930 r. *(20)*, podałem szczegółową charakterystykę tych utworów. Uzupełniają ją wyniki badań, jakie przeprowadziłem w latach 1939, 1949 i 1952, dzięki którym zagadnienie to obecnie uważać można za niemal ostatecznie wyjaśnione. Kluczowe w tym względzie znaczenie miały szurfy I-III z 1949 r., które umożliwiły właściwą interpretację stratygrafii utworów lessowych, odsłoniętych przeze mnie w 1939 r. w szurfach 1-8 południowej części odcinka tarasu objętego profilem Krisztafowicza.

Szurf I z 1949 r. (tabl. I, pl. I-1 i fig. 3) został wykonany w zboczu tarasu (128,28 m n.p.m. — 11,55 m nad 0 Wisły), powyżej ujścia wąwozu z potokiem, w odległości 26 m od krawędzi prawego brzegu tego wąwozu, u wylotu wykopu S. Krukowskiego z 1924 r. *(9)*. Szurf ten ma znaczenie wyjątkowe, ponieważ w poziomie gleby kopalnej utworu piaszczysto-gliniastego (fig. 3, w-wa 4a), podścielającego less górny, W. Pożaryski znalazł tam (1949 r.) skupienie kości ssaków plejstoceńskich, należących przypuszczalnie do inwentarza kulturowego stanowiska oryniackiego *(14, 16)*. W szurfie tym poczynając od spodu, występowały następujące utwory:

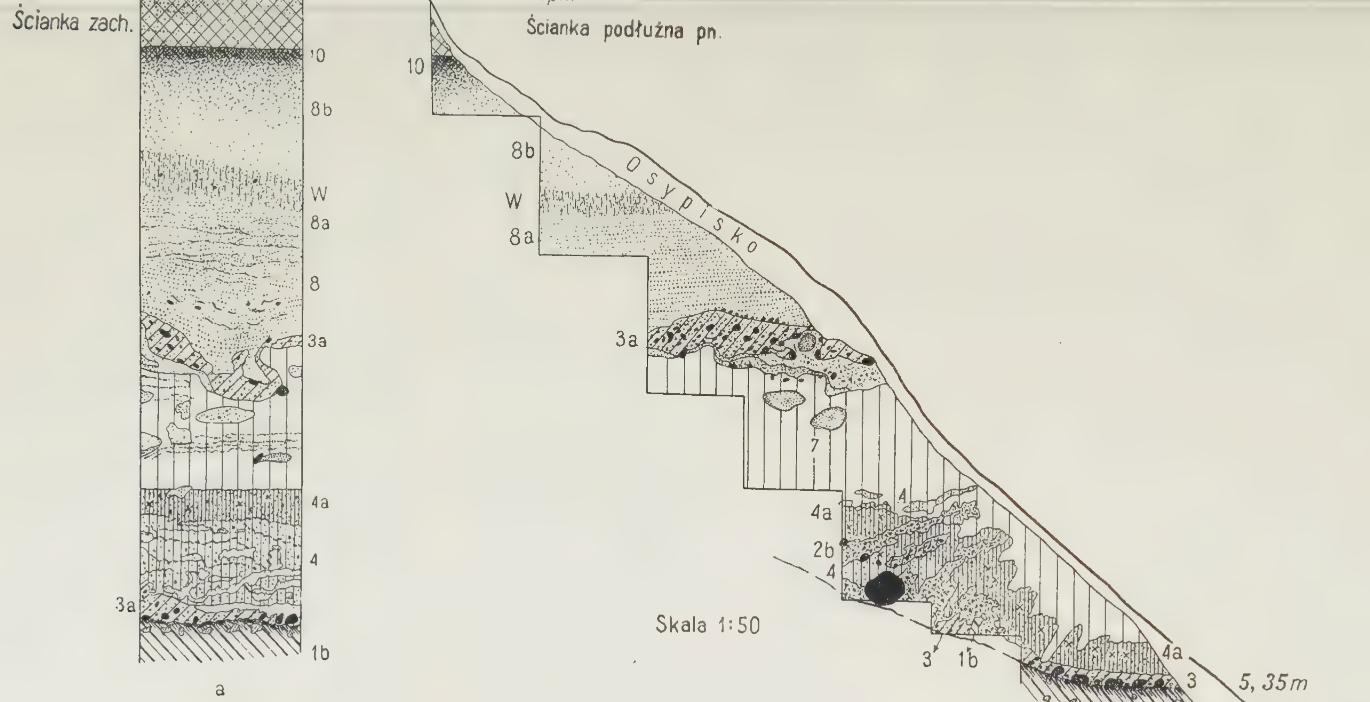


Fig. 3

Góra Puławska — Szurf I z 1949 r.

a ścianka zachodnia, *b* ścianka północna

Stratygrafia: *1b* siwak ze zwietrzeliną gliniasto-ilastą ciemnooliwkową w stropie; *3* utwór o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej z głazikami i brukowcami w spodzie; *4* utwór piaszczysto-gliniasty zaburzony, z interkalacjami zwietrzeliny siwaka, utworu o wyglądzie gliny morenowej, piasku gruboziarnistego żółtawo-rdzawego; *4a* gleba kopalna z okruchami i wkładkami okruchów węgla i pyłu węglowego; poziom odkrytych przez W. Pożaryskiego kości ssaków plejstoceńskich, związanych prawdopodobnie ze stanowiskiem środkowo-oryniackim; *7* less młodszy górny z komorami w partii stropowej, wypełnionymi piaskiem żółtawym o koncentrycznym układzie; *3a* pakiet zaburzonych piasków żwirzastych z głazikami i brukowcami, gliniastych, barwy brunatno-rdzawej, o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej, grubo ukośnie uławiconych, bezwapiennych; powierzchnia myta, pokryta brukiem z głazików; pakiet podściela ławica piasków o uwarstwieniu zaburzonym, barwy jasnej, żółtawej; *8* piaski o uwarstwieniu zaburzonym i — *8a* — spokojnie, poziomo warstwowane, w stropie poziom wegetacyjny W; *8b* piaski zwałowe; *10* gleba leśna współczesna

1. Siwak, do głębokości 40-50 cm zwietrzały, marglisty, z ostańcowymi głazikami wapiennymi, bardzo wilgotny, barwy szarawo-zielonkawej, niżej płytowaty, szarawy. W stropie cienka warstewka gliniasto-ilastej zwietrzeliny, barwy ciemnooliwkowej. Odsłonięta w spodzie szurfu część powierzchni siwaka (1,5 × 2,5 m) nierówna, erozyjna, opada łagodnie ku ściance północnej szurfu i dość stromo ku Wiśle — od 5,85 do 5.35 m nad 0 Wsły, na przestrzeni długości 2,5 m; powyżej 5,85 m przechodzi w strome zbocze wysokiego tarasu erozyjnego.

2. Nieregularny, jakby pognieciony płat utworu o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej, barwy brunatno-rdzawej i szarawo-rdzawej, bezwapienny, składał się głównie z drobnego materiału narzutowego: żwiru i głazików, w spodzie, z rzadka, brukowców. Jest on zmiennej miąższości: przy ściance południowej — do 25 cm; w pobliżu ścianki północnej wyklinowuje się i w stropie zwietrzeliny gliniasto-ilastej występuje warstwa żółtego piasku różnoziarnistego, który częściowo pokrywa utwór o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej. W spodzie tej warstwy piasku występuje również drobny materiał narzutowy i brukowce. W ściance północnej szurfu, w poziomie 5 stopnia (6,10 m nad 0 Wisły) znajdował się na powierzchni zwietrzeliny gliniasto-ilastej (fig. 3, b) duży głaz granitowy (37 × 40 cm).

3. Utwór piaszczysto-gliniasty bardzo zwięzły, o wyglądzie silnie spiaszczonego lessu zboczowego; bezwapienny, żółtawo-szarawy o odcieniu brązowym. Na różnych poziomach, zwłaszcza w dolnej części — interkalacje piasku rdzawego, wypełniającego nieregularne komory i kanały o wyglądzie kretowin.

Podstawowym składnikiem tego utworu jest piasek kwarcowy, który, jeśli wyłączymy sporadycznie występujący materiał gruby (żwir i głaziki), stanowi ok. 60%, materiał zaś pyłowy (kwarcowy) — ok. 40%. Piasek głównie drobnoziarnisty, dominuje frakcja 0,15-0,25 mm o ziarnach kanciastych; piasek grubszy, od 0,75 do 2 mm, stanowi ok. 9%. Przeważa w nim kwarc szklisty i ziarna błyszczące. Piasek powyżej 0,4 mm składa się z ziarn o cechach właściwych piaskom wydmowym — przeważnie kulistych i jajowatych, matowych. Dość dużą domieszkę stanowi glaukonit (przeważa glaukonit zwietrzały, brązowy i złocisty); poza tym spotykamy tu ułamki spikul gąbek i silnie zwietrzały drobny żwir siwakowy.

Utwór ten ku stropowi przybiera stopniowo ciemniejsze, szarawe, ziemiste zabarwienie i przechodzi w brunatno-czarniawą glebę kopalną, grubości 30-35 cm. W tym właśnie poziomie gleby znajdowały się kości ssaków, odkryte przez dra W. Pożaryskiego, który pozostawił je na miejscu w celu ułatwienia mi badań szczegółowych [3]. Prócz kości gleba zawierała luźno występujące okruchy węgla oraz skupienia i warstewki wkładkowe okruchów węgla i pyłu węglowego. Miąższość tego utworu, łącznie z glebą kopalną, wynosi 1,05 m.

Gleba zawiera w dużej ilości materiał gruby, głównie eratyczny — żwir różnej grubości oraz głaziki (do 11 cm średnicy), przeważnie zwietrzałe, niektóre bardzo silnie; powierzchnie głazików skorodowane. Znaleziskiem wyjątkowym jest płasko-soczewkowaty, podkrążkowy głazik bazaltu, niemal czarny, o jednolitej kryptokrystalicznej masie, z inkluzjami intensywnie czarnej barwy. Materiał gruby nieeratyczny liczny i różnego pochodzenia. Są to, między innymi: a) liczne drobne ziarna żwiru oligoceńskiego (w tym również „fasolka"); b) termiczny, skorodowany okruch krzemienia prawdopodobnie jurajskiego, z charakterystyczną patyną, która wskazuje na pochodzenie ze żwirów preglacjalnych; c) dwa duże otoczaki ciemnego krzemienia kredowego; d) dwa otoczaki wapienia — prawdopodobnie kredy turońskiej, odwapnione, pokryte żelazistą patyną; e) drobne ziarna żwiru wapien-

---

[3] Niestety, zostały one wykopane przed moim przyjazdem na miejsce.

nego ze szczątkami fauny, odwapnione; f) duży, silnie skorodowany okruch nieregularnego nacieku typu chalcedonowego, szczelinowego; g) drobny, wydłużony, płaski otoczak piaskowca z dużą zawartością miki, przypuszczalnie karpacki.

Z poziomu gleby pochodzi kilka zupełnie zwietrzałych okruchów hematytu, prawdopodobnie świętokrzyskiego. Znalezisko to zasługuje na szczególną uwagę ze względu na wielce prawdopodobny związek tych okruchów hematytu, jak również okruchów węgla i odkrytych przez dra Pożaryskiego szczątków kości, z zawartością kulturową stanowiska paleolitycznego, której występowanie w „glinie C-C" stwierdził Krisztafowicz.

Jak to widać na profilu północnej ścianki szurfu (fig. 3, b) utwór piaszczysto-gliniasty, wraz z podścielającymi go utworami, uległ intensywnemu zaburzeniu mrozowemu. Zaburzenie to zaznaczyło się zondulowaniem i spękaniem powierzchni gleby oraz obecnością wysadów w postaci wydłużonych inkluzji utworów podścielających — piaszczysto-żwirowych i wyglądzie gliny morenowej, a nawet zwietrzałego siwaka, zorientowanych niemal prostopadle do powierzchni podłoża.

4. Less o wyglądzie typowym, w partii stropowej i w poziomie środkowym warstwowany, bezwapienny. Less ten, w tym szurfie i w innych, w rzeczywistości typowego lessu subaeralnego nie reprezentuje. Jest to less wtórny („re-deposited loess" geologów angielskich), który reprezentuje, według wszelkiego prawdopodobieństwa, denudacyjne deluwia zboczowe lessu pierwotnego. Wskazuje na to jego odwapnienie oraz uwarstwienie, bądź wyraźnie zaznaczające się, bądź występujące w postaci kryptosłoistości, poza tym brak skorupek ślimaków normalnie występujących w lessie subaeralnym. Główną masę — ok. 70% — stanowi materiał pelitowy. Piasek (ok. 30%) — jak w utworze podścielającym — przeważnie (w 80%) drobnoziarnisty, poniżej 0,3 mm kanciasty; ziarna od ok. 0,5 do 1,2 mm grubości. obtoczone okruchy głównie granitu, sporadycznie ziarna żwiru. Nieznaczna domieszka glaukonitu. Miąższość — ok. 1,25 m.

Na różnych poziomach znajdują się nieregularne soczewkowate komory (lodowe?), wypełnione piaskiem przeważnie gruboziarnistym, brunatnawo-rdzawym i jasnożółtym. Ścianki komór soczewkowatych pokrywa zwięzła, piaszczysta, żelazista skorupa; wypełniający je piasek — w układzie koncentrycznym. Przy jednej z komór — głazik narzutowy.

5. Pakiet, o charakterze zsuwu i wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej, barwy brunatno-rdzawej, przedstawia utwór gliniasty, piaszczysto-żwirowy, z głazikami i brukowcami, o uwarstwieniu ukośnym — ku zboczu, bezwapienny. Zmiennej grubości, o powikłanym ułożeniu, w profilu podłużnym szurfu (fig. 3, a) wyściela zagłębienie erozyjne w powierzchni lessu.

6. Seria piasków. Dołem — piaski gruboziarniste ze żwirem i rzadkimi drobnymi głazikami, o uwarstwieniu zaburzonym, zapadającym w głąb zbocza; ku górze przechodzą w piaski różnoziarniste, poziomo drobnowarstwowane. Ta część serii reprezentuje akumulację rzeczną, składającą się z czystych, jasnych żółtawych piasków bezwapiennych. W ich stropie występował wyraźnie zaznaczający się poziom wegetacyjny (fig. 3, *W*), grubości 30-40 cm, który ścinał je ukośnie — w kierunku północnej ścianki szurfu. Poziom ten zawierał liczne okruchy węgla, poza tym, sporadycznie, znajdowały się ziarna żwiru i drobne głaziki.

Górną część serii, miąższości 0,85-1,05 m, tworzą piaski zwałowe, prawdopodobnie wydmowe (poz. 8 b), średnioziarniste, w poziomie stropowym intensywnie rdzawe. ku dołowi przybierające zabarwienie żółtawe. Pokrywa je warstwa gleby współczesnej leśnej (w-wa 10), nadbudowana deluwiami glebowymi.

Szurf II z 1949 r. (tabl. I i II, fig. 4). — W szurfie tym, odległym od poprzedniego o 68,3 m w kierunku południowym, powierzchnia listwy wyerodowanego w siwaku dolnego tarasu jest wzniesiona na 4,52 m nad 0 Wisły. Charakter i stopień zwietrzenia siwaka — jak w szurfie poprzednim. Pokrywa go bezpośrednio:

1. Utwór piaszczysto-gliniasty o wyglądzie lessu, identyczny z występującym w spodzie szurfu poprzedniego: bardzo zwięzły, bezwapienny, w stanie suchym, górą — barwy sepiowej o odcieniu brązowym, dołem — ciemniejszej, szaro-brązowej. Uwarstwienia nie ujawnia, jego powierzchnia opada zgodnie z podłożem ku Wiśle (pod kątem 10°). W poziomie spągowym, prócz znacznej domieszki materiału zwietrzelinowego, zawiera drobne okruchy odwapnionego siwaka. Zawartość piasku w tym utworze wynosi 67%. Ku górze utwór ten przechodzi smugowo w glebę kopalną, a na granicy z nią jest wyraźnie warstwowany: warstewki z materiałem glebowym na przemian z jaskrawo-rdzawymi. Jest to poziom bogaty w drobne i większe okruchy węgla, występujące pojedynczo i w skupieniach w postaci warstewek wkładkowych.

Piasek dolnej partii tego utworu składa się w połowie z frakcji poniżej 0,4 mm; nieznaczną domieszkę stanowią ziarna grubości 0,75-1,2 mm (ok. 10%). Udział piasku skaleniowego bardzo nieznaczny; piasek kwarcowy stanowi ok. 70%, przeważa kwarc przezroczysty. Ziarna ok. 0,4 mm i powyżej, dobrze obtoczone, dużo kulistych i jajowatych, większość ma powierzchnie matowe, nieliczne — błyszczące. Dość liczne blaszki muskowitu i biotytu. Bardzo liczne ziarna glaukonitu (przeważnie zielonego), liczne ułamki spikul gąbek.

Piasek górnej partii tego utworu składa się w 60% z frakcji poniżej 0,4 mm; przeważają w niej ziarna kanciaste i błyszczące. Ziarna ok. 0,4 mm, przeważnie dobrze obtoczone, nieregularnie jajowate i kuliste, matowe. Grubsze frakcje charakteryzuje wybitna przewaga ziarn prawidłowo kulistych i form pochodnych o powierzchniach matowych. Ziarna piasku skaleniowego nieliczne, sięgają 2 mm średnicy. Dość duża domieszka glaukonitu, nieliczne ułamki spikul, bardzo nieliczne blaszki biotytu.

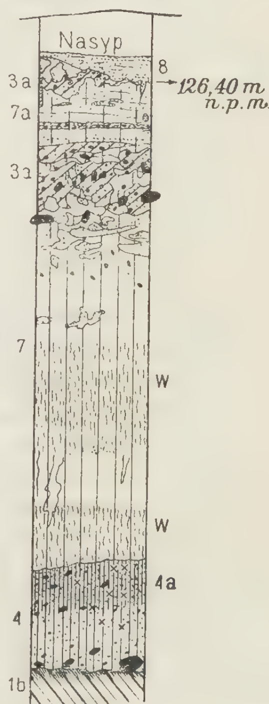


Fig. 4
Góra Puławska — Profil ścianki zachodniej szurfu II z 1949 r.
Stratygrafia: *1b* siwak ze zwietrzeliną gliniasto-ilastą w stropie; *4* utwór piaszczysto-gliniasty, w spodzie głaziki i brukowce; *4a* gleba kopalna zawierająca okruchy i warstewki węgla, prawdopodobnie z ognisk stanowiska środkowo-oryniackiego; *7* less młodszy górny, z poziomami wegetacyjnymi W; w partii stropowej spiaszczony, zwięzły, o wyglądzie utworu piaszczysto-gliniastego (w-wa 4); *3a* pakiet piasków i glin o wyglądzie morenowym, z głazikami i brukowcami, zaburzony; *7a* deluwia gliniasto-lessowe, pokryte gliną o wyglądzie morenowym i piaskami o zmiennym uwarstwieniu

2. Gleba kopalna (w-wa 4a) jest utworem częściowo deluwialnym, piaszczystym, bardzo zwięzłym, w szurfie — barwy niemal czarnej, w stanie suchym — bardzo ciemnej, szarej, z jaśniejszymi żółtymi, cieniutkimi smużkami gliniastymi. Głównymi jej składnikami są: materiał pyłowy, który stanowi 54%, i piasek — 46%, w którym frakcje drobnoziarniste (poniżej 0,4 mm) i średnioziarniste (0,4-0,75 mm) występują w jednakowych ilościach i łącznie stanowią ok. 80% piasku. Piasek gruboziarnisty (średniej grubości 0,75-1,5 mm) zawiera znaczną domieszkę piasku skaleniowego i drobnych obtoczonych okruchów skał krystalicznych. We wszystkich frakcjach dominuje piasek kwarcowy (kwarc przezroczysty). Piasek średnicy poniżej 0,4 mm jest ostrokanciasty, szklisty: ok. 0,4 mm i powyżej — ziarna przeważnie kuliste i kształtów pochodnych, matowe. Nieliczne blaszki biotytu, znaczna domieszka glaukonitu (przeważnie zwietrzałego), nieliczne ułamki spikul, sporadycznie drobne okruchy węgla.

Gleba oraz podścielający ją utwór gliniasty zawierają w dużej ilości materiał eratyczny: przeważnie głaziki różnych skał krystalicznych, miejscami małe brukowce. Występują na różnych poziomach pojedynczo, dość licznie w spągu utworu gliniastego — na powierzchni zwietrzeliny siwaka. Są w różnym stopniu zwietrzałe, liczne — bardzo mocno; powierzchnie skorodowane lub ze śladami korozji. Gleba i podścielający ją utwór gliniasty zawierają również materiał gruby nieeratyczny: żwir oligoceński, żwir preglacjalny (w tym dwa dość duże okruchy menilitu), dwa otoczaki piaskowców, przypuszczalnie karpackich, oraz trzynaście kanciastych otoczaków kredy białej, prawdopodobnie turońskiej.

3. Less poniżej partii stropowej, o wyglądzie typowego lessu subaeralnego, wyraźnego uwarstwienia nie ujawnia, jest jasny, barwy sepiowo-żółtawej, bezwapienny. Partie środkowa i dolna przedstawiają poziomy zwartej i długotrwałej wegetacji (fig. 4, W): górny — grubości 1 m, dolny — 0,50 m. Less tych poziomów jest upstrzony nieregularnymi, pionowymi plamkami barwy popielatej, ochrowatej i jaskrawordzawej, których powstanie jest związane z obecnością kanalików po korzeniach. Dolny poziom wegetacyjny wyróżnia się na ogół ciemniejszym — popielatawo-szarawym zabarwieniem, jak gdyby zawierał domieszkę materiału pochodzącego z gleby podścielającej. Od poziomu wegetacyjnego górnego wyróżnia się ponadto grubo-łuskowatą ukośnie budową, zaznaczającą się szeroko rozwartymi łukami brunatnych smug.

Less występujący między obu poziomami wegetacyjnymi, górą nieco ciemniejszy — szarawo-żółtawy, ku dołowi przybiera jaskrawe, żółtawo-ochrowate zabarwienie. Na granicy z nadległym poziomem wegetacyjnym — soczewkowata warstewka wkładkowa piasku. Strop tego lessu rozcięty jest trzema nieregularnymi klinami, z których najgłębszy (0,65 m) wcina się w podścielający dolny poziom wegetacyjny.

Ku stropowi less przechodzi niepostrzeżenie w utwór piaszczysto-gliniasty o wyglądzie lessu; bardzo zwięzły, bezwapienny, barwy szarawo-żółtawej o odcieniu brązowym. Drobne i większe płaty tego utworu, mające wygląd porwaków, występują w nadległym o powikłanym układzie pakiecie piasków i spiaszczonych glin morenowych z materiałem eratycznym. Utwór ten ma charakter identyczny z podścielającym less utworem piaszczysto-gliniastym (w-wa 4) oraz z pokrywającym wspomniany pakiet piasków i glin utworem, reprezentującym deluwia lessowo-gliniaste (w-wa 7a). Piasek stanowi ok. 30% składu tego utworu. Piasek przeważnie kwarcowy (85%), drobnoziarnisty (poniżej 0,4 mm), kanciasty, szklisty; ziarna grubsze kuliste i jajowate, matowe. Dość znaczna domieszka glaukonitu (niemal wyłącznie ziarna ciemne). W partii stropowej, sporadycznie, znajdują się ziarna żwiru skał

krystalicznych, poza tym — drobne okruchy węgla. W poziomie tym i niżej występują komory soczewkowate i nieregularnie wydłużone (niektóre z rozwidleniami), wypełnione różnoziarnistym piaskiem gliniastym żelazistym ze żwirem.

4. Nierówną powierzchnię lessu pokrywa metrowej miąższości pakiet różnych utworów o skomplikowanym układzie (poziom 3a). Są to: nieregularne i zmiennej miąższości wkłady spiaszczonej gliny morenowej, bezwapiennej, barwy ciemnej czerwonawo-brunatnej, zawierającej żwir, drobne głaziki i brukowce; wkłady nieregularne i soczewkowate gliniastego, żwirowatego piasku żelazistego i żółtawego oraz utworu gliniasto-lessowego, zawierającego żwir i rzadkie drobne głaziki. Pakiet tych utworów, łącznie z pokrywającą wysad siwaka i występującą w stropie warstwą deluwiów lessowo-gliniastych (w-wa 7a) — spiaszczoną gliną morenową, według wszelkiego prawdopodobieństwa stanowi jeden poziom stratygraficzny, podściełający serię piasków pokrywowych tarasu.

Jak to przedstawła profil południowej ścianki korytarza tego szurfu (tabl. II, SII), utwór o wyglądzie gliny morenowej, pokrywający górną powierzchnię wysadu siwaka, jest rozdzielony na dwa poziomy — górny i dolny, soczewką piasku o zaburzonym przebiegu, jakby sprasowaną; piasek różnoziarnisty, czysty, jasny, żółtawordzawy, o drobnym ukośnym (w głąb tarasu) uwarstwieniu. Poziom górny przechodzi w utwór nadległy, reprezentujący deluwia lessowo-gliniaste (w-wa 7a). Próbka utworu o wyglądzie gliny morenowej, pobrana ze ścianki zachodniej szurfu, wykazała, że zawiera on ok. 45% piasku. Piasek przeważnie kwarcowy, szklisty, drobnoziarnisty — poniżej 0,4 mm, ostrokanciasty; piasek o ziarnie grubszym stanowi nieznaczną domieszkę (ok. 3%), przeważają w nim ziarna kuliste i jajowate, matowe. Duży udział drobnych i grubych, obtoczonych i ostrokanciastych okruchów skał krystalicznych, silnie zwietrzałych; nieliczne łuski i blaszki biotytu. Liczne ziarna glaukonitu, ciemne i bladozielone, kilka ułamków spikul gąbek.



Fig. 5

Góra Puławska — Szurf II z 1949 r. Odłupek o wyglądzie intencjonalnym, z utworu o charakterze spiaszczonej gliny morenowej (w-wa 3)

Z ławicy dolnej utworu o wyglądzie silnie spiaszczonej gliny morenowej, pokrywającej górną powierzchnię wysadu siwaka, z poziomu 1,25 m poniżej krawędzi I-go stopnia szurfu, pochodzi atypowy odłupek krzemienia świeciechowskiego (8) o wyglądzie intencjonalnym — paleolitycznego odłupka degrossissażowego (fig. 5). Powierzchnię górną pokrywa cienka gruzełkowata kora barwy szarawej. Powierzchnia odbicia (dolna) oraz powierzchnie negatywów na stronie górnej intensywnie eolicznie wyświecone i pokryte brunatnawą patyną. Podstawa gruba, szeroka, przed-

stawia pokrytą korą partię konkrecji. Ostra, łukowato wygięta krawędź górna zbita drobnymi szczerbami charakteru nieintencjonalnego.

5. Płat utworu lessowo-gliniastego: długości ok. 6 m i miąższości 0,65 m (w-wa 7a); bezwapienny, barwy szarawo-żółtawej o odcieniu brunatnym. Wraz z pokrywającymi go bezpośrednio i podściełającymi utworami o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej opada w głąb tarasu — ku szybikowi 1, zgodnie z pochyleniem powierzchni górnej wysadu siwaka.

W celu wyjaśnienia stosunku płata lessowo-gliniastego do utworów odsłoniętych w dolnej części szybiku 1 oraz związanego z wysadem zagadnienia ukształtowania powierzchni siwaka w tej części zbocza wysokiego tarasu erozyjnego, szurf ten został z szybikiem połączony przekopem (korytarzem), doprowadzonym do głębokości 1,5 m poniżej dna szybiku. Przekop ten pozwolił skonstatować istnienie głębokiego obniżenia powierzchni siwaka — do ok. 1,5 m poniżej dna szybiku 1, która następnie wznosi się ku górze łukiem otwartym w kierunku wysadu i przechodzi stopniowo w językowatą, wydłużoną, niemal poziomą, kriogeniczną wypustkę siwaka, widoczną w ściance północnej szybiku. Powstałą w ten sposób głęboką wnękę wyściela utwór o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej. Utwór lessowo-gliniasty, który w zasadzie wypełnia centralną partię wnęki, ma charakter zdecydowanie inny, niż w szurfie: w szurfie podobny jest do lessu typowego, jednak w kierunku wnęki stopniowo przybiera barwę ciemniejszą, staje się coraz bardziej gliniasty, wzrasta w nim zawartość piasku, żwiru i głazików i wreszcie przechodzi on w utwór barwy brunatnawej, o wyglądzie gliny morenowej z domieszką materiału lessowego.

Płat lessowo-gliniasty tworzą deluwia lessu i utworu o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej. Występują one na przemian, w postaci ciągłych smug warstwowych: grubszych i jaśniejszych, w których przeważa materiał lessowy, oraz cienkich brunatnych, w których dominuje materiał gliniasty (morenowy). Poziom środkowy płatu tworzyła warstwa gliniasta grubości 15 cm, ciemna, brunatna, wyróżniająca się poza tym większą zawartością piasku, żwiru i drobnych głazików. Poniżej niej, w deluwiach piaszczysto-lessowych, występowały liczne drobne i duże okruchy węgla, prawdopodobnie pochodzące z poziomu paleolitycznego.

Połowę składu deluwiów lessowych poniżej warstwy gliniastej stanowi piasek o charakterze i składzie granulometrycznym identycznym z piaskiem innych wyżej opisanych utworów tego typu. Dość dużą domieszkę tego piasku stanowią ziarna glaukonitu, przeważnie zwietrzałe (złociste i żółtawe). Spikul gąbek brak. W materiale grubym przeważają silnie zwietrzałe i skorodowane ziarna żwiru oraz drobne głaziki skał krystalicznych. Materiały grube nieeratyczne reprezentują ziarna żwiru oligoceńskiego, okruch walcowatej konkrecji krzemienia kredowego (z okolic Zawichostu), silnie wyświecony i spatynowany okruch krzemienia z preglacjału oraz otoczak piaskowca, prawdopodobnie karpackiego.

6. Płat lessowo-gliniasty pokrywa utwór ok. 40 cm grubości, o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej, brunatno-rdzawy, ze żwirem, głazikami i sporadycznie brukowcami (w-wa 3a). W zachodniej części południowej ścianki korytarza w utwór ten był wcięty klin mrozowy, wypełniony piaskiem nadległym. Mytą powierzchnię tego utworu pokrywały

7. piaski czyste, jasne żółtawe i szarawe, ukośnie (do zbocza tarasu) grubo-uławicone (w-wa 8), zawierające żwir, głaziki i z rzadka brukowce. Prawdopodobnie odpowiadają one kriogenicznie zaburzonej dolnej partii serii piasków z materiałem eratycznym, występującej w szybikach w stropie „skorupy" żelazistej, pokrywającej zwietrzelinę gliniasto-ilastą.

Szurf III. — Szurf ten został wykonany w odległości 147 m od szurfu II, w górę biegu Wisły (tabl. I, SIII). Krawędź tarasu w tym miejscu jest wzniesiona na 130,39 m n.p.m. (14,66 nad 0 Wisły). Szurf ten ujawnił następującą stratygrafię utworów:

1. Siwak barwy szarawo-zielonkawej ze zwietrzeliną gliniasto-ilastą barwy ciemnooliwkowej, z głazikami i brukowcami w stropie; powierzchnia siwaka wzniesiona na 4,81 m nad 0 Wisły.

2. Utwór lessowy miąższości 4 m, bezwapienny (w-wa 7); górą warstwowany (warstewki na przemian siwawe i żółtawo-rdzawe), niżej siwy, kryptosłoisty, w dole z rdzawymi plamami. W poziomie środkowym (o 3 m powyżej spągu) soczewka czarnej gleby torfowej (długości 50 cm i grubości 15 cm). Strop lessu zerodowany, pokryty brukiem z głazików i żwiru.

3. Warstwa jasnego siwawego piasku miąższości 70 cm (w-wa 8), ze zondulowanymi i porozrywanymi, wskutek zaburzenia kriogenicznego, przewarstwieniami rdzawego piasku gliniastego. W poziomie spągowym (grubości 20 cm) piasek rdzawy gliniasty, jakby z domieszką lessu podścielającego o podobnie zaburzonym uwarstwieniu. Zawierał chaotycznie rozproszone ziarna żwiru i głaziki skał krystalicznych. Bezwapienny, powierzchnia nierówna, myta, zapada w głąb tarasu.

4. Seria piasków bezwapiennych, górą zwałowych typu wydmowego (w-wa 8 b) miąższości 60 cm; niżej piaski poziomo cienkosłoiste (w-wa 8a), jasne, o odcieniu żółtawym, z cienkimi zondulowanymi smużkami piasku żelazistego. Jest to typowy osad wód o spokojnym przepływie. Na głębokości 75-90 cm od stropu — poziom piasku o zabarwieniu popielatawo-zielonawym wskutek znacznej domieszki materiału zwietrzelinowego siwaka. W poziomie tym występują również zupełnie zwietrzałe okruchy siwaka. Domieszka materiału zwietrzelinowego i okruchów siwaka występuje również na niższym poziomie — 3,75-3,85 m od powierzchni tarasu. W poziomie nieco niższym (4 m) znajdował się (w piasku czystym) duży głaz narzutowy o 50 cm długości i 30 cm wysokości, a obok niego mały brukowiec.

Środkowa część profilu

Stratygrafię tarasu Góry Puławskiej poniżej Wielkiego Wąwozu (z potokiem) podaję w opracowaniu syntetycznym na podstawie wyników badań stratygraficznych, przeprowadzonych w południowej części profilu Krisztafowicza w latach 1939 i 1952 (pl. I-2).

Niemałą trudność stanowiło hipsometryczne nawiązanie uzyskanego przeze mnie profilu zbadanej w 1939 r. części tarasu do profilu Krisztafowicza. Z zestawienia różnych danych wynikało, że jest możliwe przyjęcie za podstawę poziomu zerowego Wisły, ustalonego dla tego jej odcinka w 1949 r. przez Biuro Hydrograficzne w Puławach, w związku z prowadzonymi przeze mnie wówczas badaniami. Różnica z przyjętym przez Krisztafowicza poziomem zwierciadła Wisły jest prawdopodobnie nieznaczna. Jak na to wskazują różne fakty, najgłębszemu cofnięciu w wyniku erozji bocznej Wisły uległ w międzyczasie — lata 1894-1939 — od-

cinek tarasu objęty południową częścią profilu Krisztafowicza aż do garbu siwaka. występującego w środkowej partii tego profilu. Tym się tłumaczy dość znaczna różnica obecnej wysokości względnej południowego odcinka tego tarasu z ówczesnym (1894 r.) wzniesieniem jego krawędzi. U wylotu Wielkiego Wąwozu wynosi ona ok. 2,60 m (123,9-126,5 m n.p.m.), stąd w kierunku północnym stopniowo maleje i przy szurfie 8 (128 m n.p.m.) zanika (w odległości ok. 232 m). W punkcie szurfu 5 z 1939 r. wynosi tylko ok. 1,40 m (126,1-127,5 m n.p.m.).

Szurf 5 (tabl. I) ma szczególne znaczenie, ponieważ odpowiada miejscu, w którym Krisztafowicz stwierdził występowanie w „glinie C-C" „*wkładek i nieregularnych przewarstwień* (moje podkreślenie) węgla razem z krzemiennymi, łupanymi i obtłukiwanymi (paleolitycznymi) narzędziami..., z odłupkami pochodzącymi z ich obróbki i mnóstwem rozbitych, rozłupanych i połamanych kości ssaków" — mamuta, konia — *Equus caballus fossilis* i *Sus scrofa fossilis* (5, str. 50). Te wkładki i przewarstwienia przedstawione zostały na profilu Krisztafowicza w sposób zgeneralizowany jako soczewka długości 42 m, oznaczona lit. C_2-C_2.

Z zestawienia zacytowanych danych hipsometrycznych wynika, że najgłębszemu podcięciu uległa południowa część tego odcinka tarasu, łącznie z tą jego częścią, w której znajdowały się warstewki wkładkowe z paleolitycznymi wyrobami krzemiennymi. Jest to zarazem odcinek głębokiego transwersalnego wcięcia w dolny taras erozyjny siwakowy, który w postaci listwy szczątkowej zachował się w spodzie wyżej opisanych szurfów I-III z 1949 r. Na profilu Krisztafowicza taras ten reprezentuje garb siwaka, wzniesiony, podobnie jak w szurfie I z 1949 r., do 5,1 m nad 0 Wisły. O głębokości rozcięcia tego tarasu świadczą wiercenia wykonane w 1939 r. u podstawy pierwszych trzech szurfów, które, mimo osiągnięcia poziomu od 1,68 do 3,13 m poniżej poz. 0 Wisły, siwaka nie ujawniły, głębokość więc rozcięcia dolnego tarasu erozyjnego, którego pozostałością jest w tej części profilu garb siwaka, sięga powyżej 8 m. Rozcięcie to jest przypuszczalnie wynikiem erozji wstecznej. Wskazywałyby na to wyniki wiercenia, wykonanego w 1939 r. na tarasie, naprzeciw szurfu 1, w odległości 19,5 m od jego krawędzi. Przy wzniesieniu powierzchni topograficznej tarasu ok. 127,83 m n.p.m. odwiercono na głębokości 10,15 m strop rumoszu siwaka, wzniesiony na 0,67 m nad 0 Wisły.

Podobnie jak powyżej wąwozu z potokiem, również na tym odcinku tarasu utworem dominującym jest less, czy też utwory lessowe, osiągające tu miąższość od 3,6 do 6,5 m. Less i utwory lessowe, podobnie jak na odcinku objętym szurfami I-III z 1949 r., występują tu jedynie we wcięciu w wysoki taras erozyjny siwakowy, przypierają do jego zbocza i nigdzie nie wkraczają na powierzchnię tego tarasu. W pracy rozpatrującej warunki geologiczne stanowiska paleolitycznego w Górze Puław-

skiej *(20)* podałem szczegółową charakterystykę utworów lessowych. Badania przeprowadzone w 1939 r. ujawniły nowe fakty, które umożliwiają uzupełnienie tej charakterystyki. Zaczynam ją od góry — od lessu występującego w spągu serii piasków pokrywowych tarasu Góry Puławskiej (tabl. I).

1⁰ Less młodszy górny (w-wa 7) porowaty, na ogół nieco ciemniejszy od lessu typowego: w stanie świeżym, górą przeważnie sepiowy i sepiowo-żółtawy, dołem (niekiedy również górą) szarawo-żółtawy, brunatnawy lub brunatnawo-rdzawy — barwy lessu zglinionego [4]. W szurfach 1, 2, 4 i 5 z 1939 r. jest to less o wyraźnym uwarstwieniu typu deluwialnego, w szurfach zaś 3, 6, 7 i 8 ma wygląd typowego lessu subaeralnego; jest prawdopodobnie kryptosłoisty, u góry jedynie lub u dołu, niekiedy w obu tych poziomach warstwowany (szurf 7). Less warstwowany składa się na przemian z warstewek o zmiennym zabarwieniu: sepiowym, żółtawym, popielatawym, rdzawym i brunatnym; w poziomach granicznych z utworem lessowym podściełającym — „gliną C-C" Krisztafowicza, zawiera przewarstwienia tego utworu.

Domieszka piasku jest znacznie mniejsza niż w lessie górnym wyżej opisanych szurfów, gdyż wynosi ok. 14%, reszta — to typowy lessowy materiał pyłowy. Stosunek ten zmienia się zależnie od typu uwarstwienia: partie wyraźnie warstwowane zawierają piasku więcej, a nawet ziarna żwiru (m. i. oligoceńskiego) oraz drobne głaziki krystaliczne. W piasku przeważa ostrokanciasty miał kwarcowy szklisty; ziarna powyżej 0,4 mm są przeważnie kuliste, matowe. Less zawiera dość liczne ziarna glaukonitu (ciemne i nieco zielonych) oraz nieliczne blaszki muskowitu. We frakcji powyżej 0,75 mm znalazły się dwa okruszki węgla, z których jeden jest ułamkiem gałązki. Less ten charakteryzuje występowanie jednego lub dwóch poziomów wegetacyjnych, wyłącznie w jego górnej i dolnej partii. Zaznaczają się one wyraźnie dzięki mnóstwu pionowych, nieregularnych kanalików, o ściankach przeważnie jaskrawo-rdzawych, wypełnionych lessem odbarwionym — siwym lub popielatym.

---

[4] Przez Krisztafowicza uznany za „lessowidnyj suglinok" i na profilu zbadanej przez niego części tarasu oznaczony lit. B-B. Badacz ten wspomina o obfitym miejscami występowaniu, zwłaszcza w poziomie środkowym tego lessu, „piaszczystych konkrecji, jak najbardziej fantastycznych kształtów" — przypuszczalnie „kukiełek lessowych". W lessie tym oraz podściełających go utworach lessowych występowania „kukiełek" nie stwierdziłem. Zawierał je prawdopodobnie less górny, który pokrywał zniszczoną przez Wisłę, wskutek podmywania, znaczną partię tarasu. Przypuszczenie to potwierdza dochowana w zbiorze próbek utworów tarasu Góry Puławskiej, pobranych przez Krisztafowicza, próbka lessu różniącego się od typowego subaeralnego jedynie odwapnieniem, w której tkwią dwie typowe wapniste „kukiełki lessowe".

Strop lessu górnego nierówny i przedstawia powierzchnię erozyjną. W dwóch szurfach (3 i 5) partie stropowe były rozcięte głębokimi klinami mrozowymi, wypełnionymi piaskiem nadległym, zawierającym żwir i głaziki, a nawet małe brukowce. W trzech innych szurfach (2, 6 i 8) w partiach stropowych lessu warstwowanego, intensywnie kriogenicznie zaburzonego, występowały komory i kanały, wypełnione piaskiem żelazistym.

Miąższość lessu górnego na zbadanym w 1939 r. odcinku tarasu waha się od 2 do 4,2 m. Less ten Krisztafowicz określił początkowo jako „lessowidnyj suglinok" i na profilu swoim oznaczył go lit. B-B *(5)*, a w pracy późniejszej *(6)* nazwał go lessem „aluwialno-rzecznym (tarasowym)".

2⁰ Utwór lessowy, bezwapienny, miąższości od 1,6 do 2,85 m. Jest to prawdopodobnie less młodszy dolny. Od nadległego lessu górnego różni się przede wszystkim barwą. W partii stropowej siwawo-popielaty, popielaty, szarawo-popielaty lub ciemnoszary o odcieniu rdzawym, jakby z domieszką materiału glebowego; ku dołowi przybiera zabarwienie ciemnopopielate lub ziemisto-szare. Nie ujawnia on zupełnie uwarstwienia (szurfy 7 i 8) bądź też jest kryptosłoisty, w dolnych partiach drobnowarstwowany, z przewarstwieniami miałkiego, zamulonego piasku oraz mułowo-lessowego piasku podścielającego barwy ciemnej, stalowo-sinawej. W szurfach 4-8 pokrywa bezpośrednio, niezgodnie, erozyjną powierzchnię utworu podścielającego. W szurfie 5 utwór podścielający zazębia się wydłużoną, poziomą wypustką typu kriogenicznego z pokrywającym go utworem lessowym popielatym. W szurfie 4, w poziomie środkowym utworu lessowego, występuje zondulowany, wydłużony płat grubości 30 cm mułowo-lessowego utworu podścielającego.

Zwartych poziomów wegetacyjnych tego typu jak w lessie górnym w utworze tym nie ma; występują natomiast w rozproszeniu, przeważnie w dolnych jego partiach, plamki rdzawe po korzeniach. Są one związane z obecnością rurkowatych, limonitowych skupień typu osteokolli. W szurfach 2, 3, 6 i 7, w dolnych częściach utworu występowały warstewki detrytusu roślinnego (po jednej, w szurfie 2 — dwie, jedna — w spągu).

Obecności materiału grubego — żwiru i głazików — w utworze tym nie stwierdziłem. Podstawową jego masę, ok. 81%, stanowi pył kwarcowy, resztę — piasek, w którym przeważa frakcja poniżej 0,4 mm, składająca się głównie z ostrokanciastych ziarn kwarcu, przeważnie szklistego. Ziarna ok. 0,5 mm i powyżej są kuliste i kształtów pochodnych, w większości o powierzchniach matowych. Ziarna ok. 1 do 1,5 mm nieliczne. Nieznaczna domieszka ziarn glaukonitu, przeważnie zwietrzałych; nieliczne okruszki miki (muskowitu).

Analiza wykonana przez J. Tokarskiego próbki tego utworu, który L. Kozłowski zidentyfikował z „gliną C-C" Krisztafowicza, dała wyniki następujące *(3):*

„SiO_2 — 83,87% wag. Al_2O_3 i Fe_2O_3 — 10,12%, CaO — 0,56%. MgO — 0,77%, strata na prażeniu i alkalia — 4,68%; rzadkie minerały: granat, rutyl, cyrkon, hornblenda, turmalin". L. Kozłowski, cytując tę analizę, uznał „glinę C-C" za „less zbliżony do lessu lwowskiego".

Według wszelkiego prawdopodobieństwa ten to utwór, łącznie z podściełającym go, Krisztafowicz oznaczył lit. C-C na swoim profilu tarasu Góry Puławskiej. Wskazuje na to wzniesienie stropu jego „gliny C-C", które pokrywa się ze wzniesieniem powierzchni górnej opisywanego utworu (lessu popielatego). Wskazują na to również dochowane, oryginalne próbki tej „gliny" oraz dana przez Krisztafowicza jej charakterystyka. Cytuję w tłumaczeniu dosłownym (5, str. 50):

„Żółtawo-szara, szara, w stanie surowym ciemnoszara i nawet prawie czarna glina, zawierająca miejscami w obfitości drobne muszelki mięczaków *(Pupa muscorum, Lucena oblonga, Limnophysa truncatula, Helix, Cyclas* i in.)[5], szczątki roślinne zarówno traw jak i drzew, warstewki torfu, kości ptaków i ssaków".

W „glinie C-C" znajdowały się przewarstwienia z wyrobami krzemiennymi środkowo-oryniackimi. Nasuwa się przeto pytanie natury zasadniczej: czy występowały one w utworze lessowym, czy w utworze występującym w spągu lessu? S. Krukowski, który w latach 1924-1927 prowadził eksplorację odkrytych przez J. Samsonowicza w 1924 r. trzech nowych „ognisk górno-paleolitycznych", poprostu stwierdza, że nowoodkryte „ogniska" (9, s. 248) „leżały blisko siebie na jednym poziomie w górnej części „glin C-C"... a do 2 m nad ówczesnym stanem wody w Wiśle" (22.X.-12.XII.1924 r.). Z charakterystyki, jaką ten badacz podaje w „Paleolicie" *(10),* wynika, że utwór oznaczony przez niego synonimem „PuC", w którym znajdowały się wyeksplorowane przez niego ogniska paleolityczne, odpowiada lessowi popielatemu, podścielającemu less górny. Z charakterystyki tej wynika również, wbrew twierdzeniu jej autora, że *zawartość tych ognisk znajdowała się nie na złożu pierwotnym, lecz na wtórnym.* Dotyczy to również przewarstwień z materiałami paleolitycznymi, odkrytych przez Krisztafowicza.

Wniosek taki nasuwał się już z podanej przez Krisztafowicza charakterystyki soczewki C_2-C_2. Rozstrzygającym uzupełnieniem jej są zachowane szczęśliwie próbki tej soczewki. Jest to utwór nieco spiaszczony, cienko, niespokojnie drobnofalisto-słoisty, z drobnymi przewarstwienia-

---

[5] Faktu tego nie mogę potwierdzić. Moje badania w żadnym z utworów lessowych występowania choćby ułamków skorupek ślimaków nie ujawniły.

mi — wtrąceniami materiału węglowego. Powierzchnie utworu w tych przewarstwieniach nie ujawniają śladu działania ognia. W dużej próbce detrytusu węglowego i okruchów węgla, pobranej z jakiegoś grubego przewarstwienia, brak jest przepalonych grudek utworu lessowego, znajdują się natomiast grudki surowe.

Pierwotność złoża kwestionują również próbki z „ognisk paleolitycznych", pobrane w 1924 r. przez S. Krukowskiego. W jednej z nich, przedstawiającej utwór o wyglądzie mułu lessowego, barwy w stanie suchym jasnopopielatej, w stanie wilgotnym (po zmoczeniu w glicerynie) ciemnoszarej, znajdują się dwa drobne, faliste wtrącenia czarnego miału węglowego, zorientowane poziomo zgodnie z kryptosłoistością utworu, o 2,5 cm zaś poniżej — drobny, typu mikrolitycznego wiórek krzemienny paleolityczny, tkwiący w czystym utworze, zorientowany niezgodnie, tj. prostopadle w stosunku do słoistości utworu i wspomnianych wtrąceń detrytusu węglowego. Fakty te dowodzą wtórności złoża „ognisk paleolitycznych", dowodzą też deluwialnego pochodzenia złoża ich zawartości.

Analiza mechaniczna części dużej próbki (90 cm^3) z odciskiem kości, z „ogniska IV" (z badań Krukowskiego w 1924 r.) wykazała: 93% materiału pyłowego, a tylko 7% piasku, w połowie o ziarnach poniżej 0,4 mm. Około 95% tej frakcji stanowi ostrokanciasty miał kwarcu szklistego. We frakcji powyżej 0,4 do 1,5 mm (średnia grubość ziarn ok. 1 mm) większość stanowią ziarna kwarcu szklistego, kuliste, jajowate i pochodne oraz nieregularnych kształtów, matowe; resztę stanowią ziarna kanciaste, obtoczone, błyszczące. Frakcja poniżej 0,4 mm składa się niemal wyłącznie z miału kwarcowego ostrokanciastego; nieliczne ziarna kuliste i pochodne, matowe. Duży udział ziarn kwarcu mlecznego. Nieliczne blaszki biotytu. Liczne są ziarna glaukonitu, zwietrzałe i świeże, dość duża domieszka detrytusu węglowego. Poza tym — ułamki skorupek i większe części skupin limonitowych, wewnątrz pustych.

3^0 Utwór, górą mułowo-lessowy, bezwapienny, barwy ciemnostalowej o odcieniu sinawym. Bardzo zwięzły, w górnej części nie ujawnia uwarstwienia, zawiera liczne kanaliki żelaziste różnej średnicy po korzeniach, którym towarzyszą jaskrawo-rdzawe plamy. Poziomy stropowe w szurfach 2 i 3 wyróżniały się ciemniejszym, czarniawym zabarwieniem wskutek bogatej zawartości detrytusu roślinnego. W części środkowej tego poziomu w szurfie 3 występowała drobna soczewka szczątków roślinnych, a ok. 1 m poniżej — ciemna smuga, bogata zawartością detrytusu roślinnego.

Utwór ten ku dołowi przechodzi w utwór mułowo-piaszczysty, silnie zawodniony, warstwujący się z piaskiem zamulonym popielatawym lub szarawym. W szurfie 1, w części stropowej tego utworu, występuje silnie, nieregularnie zondulowana (zwichrzona) wkładka rdzawego śred-

nioziarnistego piasku. W poziomie spodu szurfu 7 występowała warstewka grubości 10 cm, zawierająca grudki siwaka i zwarcie leżący materiał eratyczny różnej grubości. Wiercenia do głębokości 3 m, wykonane świdrem ręcznym na dnie studzienek pierwszych trzech szurfów, spągu tego utworu nie ujawniły, mimo osiągnięcia poziomu od 1,68 do 3,13 m poniżej 0 Wisły (113,6-115,05 m n.p.m.).

W celu wyjaśnienia zasięgu w tarasie Góry Puławskiej wyżej przedstawionych utworów lessowych wykonano w 1939 r. wiercenie w odległości 19,5 m od szurfu 1 w kierunku zachodnim (fig. 2, W1). Doprowadzono je do głębokości 10,43 m, przy wzniesieniu powierzchni tarasu w tym miejscu ok. 127,83 m n.p.m. (ok. 11,10 m nad 0 Wisły).

Zestawienie hipsometryczno-stratygraficzne tego wiercenia z szurfami południowego odcinka profilu Krisztafowicza (fig. 2, S1-8) daje ciekawe wyniki. Mają one wartość kryterium pomocniczego przy interpretacji stratygrafii tarasu poniżej lessu górnego. W porównaniu z szurfem 1 uderza w profilu utworów odwierconych przeszło dwukrotnie większa miąższość lessu górnego (6,42 m wobec 3 m), brak natomiast utworu mułowo-lessowego barwy ciemnostalowej o odcieniu sinawym, mimo niskiego wzniesienia powierzchni podłoża — zwietrzałego rumoszu siwaka — które wynosi ok. 0,97 m nad 0 Wisły. Niemniej ważnym faktem jest również, że nie stwierdzono obecności w utworach odwierconych materiału eratycznego; ani w poziomie „skorupy" żelazistej pokrywającej less górny (choć w szurfie 1 w tym poziomie występowały głaziki i, sporadycznie, brukowce), ani w stropie rumoszu siwaka.

Fakty, że less górny przebity wierceniem zachowuje swoją jasną barwę aż do spodu oraz że jego spąg sięga znacznie poniżej stropu, a nawet poniżej spągu lessu popielatego, odsłoniętego w opisywanych szurfach, przemawiają na korzyść przypuszczenia, że less górny i popielaty reprezentują różne pod względem wieku poziomy stratygraficzne. Brak w wierceniu utworu mułowo-lessowego barwy ciemnostalowo-sinawej nasuwa analogiczny wniosek na temat stosunku stratygraficzno-chronologicznego tego utworu do pokrywającego go w opisywanych szurfach lessu popielatego.

Wobec zaginięcia próbek (IX.1939 r.) stratygrafię utworów odwierconych podaję na podstawie zapisu polowego. Poczynając od góry, wiercenie ujawniło utwory następujące:

1) 0,00 - 0,78 m — współczesna gleba leśna i podglebie piaszczyste
2) Seria piasków pokrywowych rzecznych
   0,78 - 1,45 m — piasek drobno- i średnioziarnisty, jasny, żółtawy
   1,45 - 1,57 m — piasek średnioziarnisty jasny, o odcieniu żółtawym, ze żwirem różnej grubości i z domieszką żwiru oligoceńskiego, bezwapienny

1,57 - 1,72 m — piasek drobnoziarnisty jasny, bez domieszki materiału grubego; bezwapienny
1,72 - 1,85 m — piasek średnio- i gruboziarnisty, żółtawo-rdzawy, bezwapienny
1,85 - 2,02 m — piasek drobnoziarnisty, żółtawy, bezwapienny
2,02 - 2,35 m — piasek średnioziarnisty z domieszką grubego, bezwapienny
3) 2,35 - 2,42 m — „skorupa" — piaskowiec żelazisty, składający się z piasku różnoziarnistego z drobnym żwirem; bardzo słabo wapnisty, barwy ciemnordzawej
4) Less młodszy górny
2,42 - 2,65 m — utwór o wyglądzie typowego lessu niewarstwowanego, barwy żółtawo-szarawej, bezwapienny
2,65 - 3,84 m — utwór lessowy warstwowany, jasny, szarawo-żółtawy, bezwapienny
3,84 - 6,10 m — utwór o wyglądzie lessu niewarstwowanego, górą ciemnożółtawy, dołem jaśniejszy — sepiowawy, dość silnie wilgotny, bezwapienny
6,10 - 7,55 m — utwór lessowy barwy jasnej żółtawo-szarawej z rdzawymi smugami, dość silnie wilgotny, plastyczny; w poziomie 7,30 - 7,55 m ślady $CaCO_3$
7,55 - 8,84 m — utwór lessowy, żółtawy, z szarawymi przewarstwieniami, bezwapienny, wilgotny
5) Less popielaty
8,84-10,15 m — utwór lessowy, bezwapienny, barwy popielatawo-szarawej, wilgotny, plastyczny; w poziomie 9,35 - 9,53 m słabo, niżej silnie wapnisty, z grudkami siwaka
6) 10,15-10,43 m — rumosz piaszczysty zwietrzały siwaka

4⁰ W stropie lessu młodszego górnego, na odcinku objętym szurfami 1-8 z 1939 r., występuje zwięzła piaszczysto-gliniasta „skorupa" barwy brunatno-rdzawej. Miejscami jest to utwór o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej: żwirowy, z drobnym materiałem eratycznym, przeważnie bezwapienny, niekiedy tylko ze śladami $CaCO_3$. W związku z tym poziomem B. Halicki *(1)* stwierdził w 1929 r. obecność „gniazda ceglastego marglu lodowcowego z głazami, w którym tkwiło również parę porwaków" lessu podścielającego.

W partii profilu przyległej do wąwozu z potokiem, w poziomie „skorupy" występował obficie gruby materiał narzutowy, w tym dość liczne głazy o średnicy do ok. 1 m.

„Skorupę" pokrywa seria piasków bezwapiennych, miąższości (bez gleby — 25-35 cm grubości) od 1,65 m (szurf 6) do 3,45 m (szurf 3), górą zwałowych, typu wydmowego, niżej (do spodu) warstwowanych.

5⁰ Piaski zwałowe, jasne, górą rdzawe, niżej sepiowo-żółtawe; różnoziarniste, zawierają żwir (w tym również oligoceński) i głaziki, przeważnie chaotycznie rozproszone oraz miejscami brukowce. W szurfach 7 i 8 materiał eratyczny występował w skupieniu, w spągowej partii piasku zwałowego. W jego dolnej części, w odsłonięciu obok szurfu 8, znajdował się nieregularnie soczewkowaty płat (długości 1,1 m, grubości

30 cm) utworu o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej barwy brunatno-rdzawej, zawierający żwir, głaziki i parę brukowców.

Miąższość piasków zwałowych od 30 cm do 1 m (przeważnie 40-45 cm). Granica dolna wyraźna — bądź wcięta w piaski warstwowane, bądź ukośnie lub poziomo ścinająca je. Piaski są jasne, sepiowe, górą rdzawe.

6^0 Dalej występują piaski warstwowane, które w górnej części są spokojnie, poziomo cienkosłoiste, ze zondulowanymi smużkami piasku żelazistego; niżej — różnoziarniste, z przewarstwieniami piasku grubego i żwiru oraz żwiru z głazikami, z rzadka zaś brukowcami. Uwarstwienie zmienne — poziome, ukośne, soczewkowate. Występują również brunatno-rdzawe wkładki gliniaste, z materiałem eratycznym, przeważnie bezwapienne; jedynie w szurfie 4 taka wkładka burzyła się z HCl normalnie, również wkładka żwirowo-głazikowa w szurfie 5 była wapnista. W szurfie 3 — w poziomie środkowym, i w szurfie 8 — w poziomie środkowym dolnym, znajdowały się drobne i duże okruchy silnie zwietrzałego siwaka. Uwarstwienie dolnej części piasków w szurfie 5 wyraźnie zaburzone, być może w związku z głębokim i szeroko rozwartym klinem mrozowym, wciętym w podściełający je less górny.

Komory i kanały występujące w górnej części tego lessu są wypełnione piaskiem różnoziarnistym, często ze żwirem i głazikami. Piasek tych komór i kanałów jest jasny, sypki lub zwięzły, żelazisty, typu „skorupy"; poza tym jest bądź zwałowy, bądź ukośnie lub koncentrycznie drobnowarstwowany, bezwapienny.

Północna część profilu

Szurfy X-XV (tabl. I i III) obejmują północny, końcowy odcinek tarasu Góry Puławskiej oraz część wciętego w ten taras wysokiego, powodziowego tarasu holoceńskiego (pl. II-1,2). Odcinek ten, łącznie z przyległą, objętą profilem Krisztafowicza częścią tarasu, charakteryzuje zupełnie odmienna budowa. Poczynając od północnego stoku „garbu" siwaka, taras erozyjno-akumulacyjny przechodzi w taras akumulacyjny. Towarzyszy temu redukcja wysokości względnej tarasu, która na przestrzeni 1090 m — objętej szurfami I-III z 1949 r. (13,66 m nad 0 Wisły) i XI (10,27 m nad 0 Wisły) — wynosi 3,39 m. Szurf XI znajduje się w punkcie załamania spadku powierzchni tarasu Góry Puławskiej. Spadek ten jest związany z wcięciem w ten taras wysokiego tarasu holoceńskiego.

W objętej profilem części tego ostatniego zostały wykonane szurfy XIII-XV (123 m n.p.m. — 6,27 m n. 0 Wisły). Ponieważ ich partie stropowe tworzy nasyp miąższości 1 m, można przyjąć, że wysokość względna tarasu holoceńskiego na tym odcinku wynosiła ok. 5,20 m. Zatem, w zestawieniu

z wzniesieniem powierzchni tarasu erozyjno-akumulacyjnego na odcinku szurfu I z 1949 r., deniwelacja jest bardzo duża, gdyż wynosi ok. 7,40 m. (pl. II-2).

Jak to już wyżej zostało stwierdzone, północny, końcowy odcinek tarasu Góry Puławskiej, objęty szurfami X-XII, przedstawia taras akumulacyjny. Budują go piaski rzeczne, należące — według wszelkiego prawdopodobieństwa — do dwóch różnych serii sedymentacyjnych. W szurfie X serię górną, miąższości 3 m, tworzą piaski przeważnie drobno- i średnioziarniste, o niewyraźnym, poziomym uwarstwieniu, jasne, sepiowe, z silnie, nieregularnie zondulowanymi cienkimi smugami piasku żelazistego. W szurfie XI miąższość serii górnej wynosi 3,20-3,30 m, w szurfie XII — 2,30 m. W obu tych szurfach tworzą ją piaski różnoziarniste, jasne, żółtawe o odcieniu brunatnawym, poziomo cienkosłoiste, ze słojami i grubymi przewarstwieniami piasku gliniastego żelazistego, barwy brunatno-rdzawej. W partii stropowej szurfu XI (na głębokości 60 cm) znajdował się zwarty poziom żwiru oligoceńskiego („fasolki"). Seria górna pokrywa niezgodnie (ścina) piaski serii dolnej, z którymi kontrastuje odrębnością zabarwienia oraz uwarstwienia i składu.

Serię dolną tworzą w górnej partii piaski czyste, typowo rzeczne, różnoziarniste, z soczewkowatymi warstewkami piasku gruboziarnistego, jasne, szarawe, sepiowe i żółtawe; w dolnej partii piaski przeważnie drobnoziarniste i mułkowate, z ławicami na różnych poziomach piasku średnio- i różnoziarnistego żółtawo-rdzawego.

W szurfie X poziom stropowy tworzyły grube, spiętrzone — jakby wskutek stłoczenia — ławice piasku zwałowego żwirowatego i różnoziarnistego, podesłane poziomo warstwowanymi piaskami średnioziarnistymi z domieszką piasku grubego. W szurfie XII piaski partii stropowej serii dolnej (do głębokości 50 cm), sądząc z bardzo zwichrzonych słoi ochrowato-brunatnych, były również silnie zaburzone. W szurfie X, w poziomie środkowym tej serii — piasków drobnoziarnistych, jasnych, siwawych, cienkosłoistych, ze słojami ochrowatymi — znajdowało się zagłębienie typu klina mrozowego (głębokości 35 cm), wypełnione piaskiem gliniastym brunatno-rdzawym.

Osobliwością dolnej serii sedymentacyjnej, która m. in. różni ją od serii nadległej, jest występowanie w niej — w poziomach poniżej środkowego — mułków, a w poziomach dolnych — iłów normalnie wapnistych, typu zastoiskowego.

Mułki barwy popielatawo-sinawej, bezwapienne, pochodzą przypuszczalnie z mycia podścielających serię dolną utworów lessowych: „mułku lessowatego B-B" i „gliny C-C" Krisztafowicza. Występują w postaci warstewek wkładkowych w ławicach piasków średnio- i drobnoziarnistych, rdzawych, lub w piaskach mułkowatych, popielatawych, siwa-

wych ze słojami ochrowato-rdzawymi. Próbki warstewek mułku, pobrane z szurfów X (z głębokości 6,5 m) i XI (z głębokości 7,85 m), zawierały szczątki roślinne o wyglądzie łodyżek i długich korzonków.

Warstewki wkładkowe iłu zastoiskowego występują bądź w ławicach piasku rdzawego (niekiedy pokryte zwięzłą cienką „skorupą" orsztynową), bądź mułków i piasków mułkowatych, cienkosłoistych, szarawych, popielatych, żółtawych i ochrowatych. Środek warstwy wkładkowej przedstawia słój iłu, jednolity, 3-5 cm grubości, popielatawo-sinawy, przykryty i podesłany cienkimi słojami iłu barwy czekoladowej. Prócz warstewek typowego tłustego iłu występują również warstewki cienkosłoistego iłu mułkowatego barwy szarawej.

W 1929 r. w toku badań stratygraficznych tarasu Góry Puławskiej prowadzonych również na opisywanym odcinku, stwierdziłem fakt występowania w dolnej partii tarasu na znacznej przestrzeni, na której w 1952 r. wykonany został szurf XI, warstewki iłu zastoiskowego z detrytusem roślinnym. Występowała ona w dolnej partii tarasu, w ławicy typowo rzecznych piasków, poziomo cienkosłoistych, pokrytej i podesłanej średnio- i gruboziarnistymi piaskami przekątnie warstwowanymi. Strop warstewki tworzył słój typowego tłustego, wapnistego iłu barwy popielatej, który ku środkowi warstewki przechodził w ił słoisty barwy ciemnoszarej lub czarniawej, zawierający domieszkę detrytusu roślinnego, miejscami bardzo znaczną. Spąg tworzył wyraźnie wyodrębniający się słój iłu barwy początkowo rdzawej, następnie sepiowo-żółtawej. Grubość łączna — do 15 cm.

Krisztafowicz w swojej charakterystyce utworów występujących w północnej, objętej jego profilem części tarasu, pierwszy skonstatował fakt występowania w dolnych poziomach serii piasków, oznaczonej przez niego lit. A-A, warstewek wkładkowych „gliny", zawierających szczątki roślinne. Zwrócenie uwagi na obecność tych wkładek, dokładne oznaczenie poziomu ich występowania oraz ich opis dowodzą wszechstronności i dokładności obserwacji tego badacza. Oto jego charakterystyka warstewek wkładkowych mułu i iłu (5, str. 49).

„a_2a_2 — wkładki szarej, brunatno-szarej, cienkosłoistej gliny, grubości od 1/2 do 12 werszków[6]; warstewki te obserwuje się jedynie w dolnym poziomie piasków, w końcowej części przekroju (blisko wsi Góra Puławska); liczne warstewki zawierają słoje torfu, składającego się ze splecionych mchów i delikatnych trawiastych części roślin, z rzadka zawierają również części roślinności drzewiastej".

W toku sedymentacji serii dolnej zachodziło również mycie wkładek mułku i iłu zastoiskowego oraz stropowych zwietrzałych partii siwaka. W szurfie XI na głębokości 7,7 m i 9,4-9,75 m występowały warstwy, za-

[6] Od 2,2 do 53,3 cm.

wierające różnej wielkości okruchy kanciaste i otoczaki oraz częściowo obtoczone płaskury iłu zastoiskowego, normalnie wapniste. W szurfie XII występowały 3 poziomy otoczaków, z których dwa górne na głębokości 3,6 i 4,6 m zawierały drobne, obtoczone okruchy słabo wapniste iłu oraz drobne i grubsze otoczaki odwapnionego siwaka; poziom dolny zawierał otoczaki iłu zastoiskowego (niektóre pokryte skorupą żelazistą) i siwaka, całkowicie lub częściowo odwapnione, oraz nieliczne ziarna żwiru skał krystalicznych północnych. Poziomy otoczaków występowały w piaskach typowo rzecznych średnio- i gruboziarnistych, żółtawych, żółtawo-rdzawych i białawych, o uwarstwieniu poziomym, zmiennym i grubosoczewkowatym.

Na szczególne wyróżnienie zasługuje poziom spągowy szurfu X, grubości 50 cm. Tworzyły go cienkie warstewki grudek gliny wapnistej barwy lessu, drobnych okruchów i otoczaków siwaka, na przemian z warstewkami żółtawo-rdzawego, różnoziarnistego piasku z bardzo nieznaczną domieszką żwiru skał krystalicznych. Grudki gliny, a w mniejszym stopniu kontaktujące z nimi partie warstewek piasku, zawierały w dużej ilości skorupki typowych dla lessu ślimaków. W spągu znajdowała się warstwa piaszczysta rumoszu i otoczaków nieodwapnionego siwaka, zawierająca żwir i głaziki skał krystalicznych.

Oto charakterystyka występującej w tym utworze fauny malakologicznej, dana na podstawie przesłanej próbki przez prof. dra J. Urbańskiego, któremu na tym miejscu składam serdeczne podziękowanie.

„Próbka zawiera na ogół dość dobrze zachowane skorupki, należące do 4 gatunków ślimaków lądowych. Są to: 1) *Succinea (Succinella) oblonga* Drap. — forma typowa, liczne okazy; 2) *Pupilla muscorum* O. F. Müll. — liczne okazy; 3) *Vallonia tenuilabris* Al. Braun — 2 okazy; 4) *Trichia (Trichia) hispida* L. — liczne okazy.

Spośród wymienionych 4 gatunków *Succinea (Succinella) oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* O. F. Müll i *Trichia (Trichia) hipsida* L. są jeszcze dzisiaj bardzo rozpowszechnione i pospolite zarówno w Polsce, jak i w innych częściach środkowej Europy, żyjąc głównie w zaroślach i na łąkach. Natomiast *Vallonia tenuilabris* Al. Braun wymarła całkowicie na terenie Europy, chociaż, zdaniem niektórych autorów, jeszcze obecnie spotyka się w niektórych okolicach północnej i środkowej Azji. Wszystkie wykryte w próbce gatunki są w lessach bardzo częste, tworząc trzon charakterystycznej dla tego utworu fauny. Zdaniem autorów niemieckich, *Vallonia tenuilabris* Al. Braun występuje tylko w starszych lessach, będąc formą przewodnią dla starszego czwartorzędu. Szereg obserwacji z różnych okolic naszego kraju zdaje się wskazywać, że w Polsce i dalej na wschodzie wymieniony ślimak spotykany jest także w osadach młodszego czwartorzędu, co wiąże się zapewne z tym, że zaczął on wymierać od zachodu, tak że areał jego występowania przesuwał się z biegiem czasu coraz bardziej ku wschodowi".

W zakończeniu tej charakterystyki stratygrafii północnego odcinka tarasu Góry Puławskiej podam fakt, który zasługuje na uwagę jako nie pozbawiony ogólniejszego znaczenia. Jest nim brak materiału eratyczne-

go oraz zawierających ten materiał wkładek i płatów utworu reprezentującego niewątpliwie spiaszczoną glinę morenową, które w obu seriach piasków południowej części tarasu (zwłaszcza w serii dolnej, pokrywającej less młodszy górny) tak często występują. Żwir i drobne głaziki, zresztą nieliczne, jakie znajdowały się w warstwie rumoszu i otoczaków siwaka w szurfie X oraz łącznie z otoczakami iłu i siwaka w spągowych partiach szurfów XI i XII — nie mogą być uznane za równoznaczny odpowiednik materiałów eratycznych i glin morenowych, występujących w szurfach i szybikach części południowej tarasu.

INTERPRETACJA STRATYGRAFII TARASU

Nie dysponując materiałem dostatecznie przestrzennie rozległym i dostatecznie poprawnie udokumentowanym, który by upoważniał do interpretacji stratygraficzno-chronologicznej profilu opisywanego tarasu w skali podziału całego naszego plejstocenu niżowego, zadanie swoje ograniczam do podsumowania wyników swoich dotychczasowych badań stratygraficznych tego tarasu. Ilustruje je profil syntetyczny tarasu (tabl. III). Nie wyczerpuje on zagadnienia stratygrafii, którego wyjaśnienie wymagałoby przeprowadzenia badań uzupełniających, przede wszystkim w różnych punktach zakola Nasiłów — Góra Puławska oraz na prawym brzegu pradoliny Wisły na N od Puław, w celu uzyskania niezbędnych nawiązań.

Profil przedstawia, poczynając od dołu, następujące jednostki stratygraficzne:

1⁰ Podłoże kredowe — siwak, dołem popielatawo-szarawy, w partii stropowej zwietrzały, odwapniony, przybiera zabarwienie zielonawe i przechodzi w ciemnozieloną, o odcieniu oliwkowym, ilastą zwietrzelinę.

2⁰ Utwór piaszczysto-gliniasty szurfów I i II z 1949 r., o wyglądzie bardzo spiaszczonego lessu zboczowego, z chaotycznie rozproszonymi ziarnami żwiru i głazikami północnych skał krystalicznych; ku stropowi przechodzi w warstwę gleby kopalnej barwy ciemnoszarawo-brunatnej i czarniawej wskutek znacznej domieszki pyłu węglowego. Gleba zawiera pojedyncze okruchy i wkładki okruchów węgla drzewnego. W poziomie gleby znajdowały się odkryte w 1949 r. przez W. Pożaryskiego szczątki kości ssaków plejstoceńskich. Utwór ten reprezentuje poziom zaburzeń kriogenicznych.

3⁰ Utwór mułowo-lessowy szurfów 1-8 z 1939 r., bezwapienny, barwy ciemnostalowej o odcieniu sinawym. Według Krisztafowicza, zawierał on warstwę okruchów węgla drzewnego, szczątków kości ssaków plejstoceńskich oraz wyroby krzemienne przemysłu środkowo-oryniackiego. Stosunek chronologiczny do utworu piaszczysto-gliniastego (w-wa 2) niejasny. Prawdopodobnie są to utwory współczesne sobie, osadzone w różnych

warunkach i pod wpływem różnych czynników: utwór mułowo-lessowy — pod wpływem czynnika wodnego, utwór piaszczysto-gliniasty — pod wpływem czynnika subaeralnego.

4⁰ Less popielaty, przeważnie warstwowany, bezwapienny. Stosunek chronologiczny do nadległego lessu młodszego górnego niejasny, prawdopodobnie reprezentuje on poziom dolny lessu młodszego.

5⁰ Less młodszy górny, przeważnie warstwowany, bezwapienny, barwy ciemniejszej niż typowy less subaeralny. Partia stropowa reprezentuje poziom intensywnych zaburzeń kriogenicznych.

6⁰ Dolna seria piasków pra-Wisły, w poziomach stropu górnego tarasu erozyjnego oraz stropu lessu młodszego górnego, intensywnie kriogenicznie zaburzona. W części południowej profilu zawiera materiał eratyczny północny, okruchy i głaziki siwaka oraz miejscami wkładki i płaty spiaszczonej gliny morenowej; w części północnej profilu znajdują się warstewki bezwapiennego mułku i piasku mułkowatego, pochodzące z mycia utworów podściełających lessowych, oraz warstewki wkładkowe tłustego, wapnistego iłu zastoiskowego, niekiedy ze słojami mułkowatymi zawierającymi detrytus roślinny.

7⁰ Seria górna piasków pra-Wisły, poziomo cienkosłoistych, ku stropowi przechodzących w piaski zwałowe typu wydmowego z glebą współczesną leśną w stropie.

Interpretacja stratygrafii tarasu Góry Puławskiej nastręcza poważne trudności. Żaden bowiem z występujących w nim utworów nie jest typowy i żadnego z nich nie można bezpośrednio lub pośrednio związać z jakąś konkretną datą. Dotyczy to przede wszystkim utworów lessowych. Występujące w ich spągu oraz w dolnej serii piasków pokrywowych tarasu płaty i wkładki spiaszczonej gliny morenowej — gliny morenowej in situ nie reprezentują. O fakcie pokrycia przez lodowiec górnego tarasu erozyjnego świadczą jedynie wgniecione w siwak głazy narzutowe. Znajdujące się w różnych utworach tego tarasu węgle oraz inne szczątki roślinne nie były dotychczas przedmiotem badań i tak ważne kryterium paleobotaniczne przy rozpatrywaniu zagadnienia stratygrafii i chronologii utworów tego tarasu nie może być uwzględnione. Sytuację ratuje jedynie stwierdzony przez N. Krisztafowicza fakt występowania w utworze mułowo-lessowym (w jego „glinie C-C") soczewki materiałów kulturowych stanowiska oryniackiego. Fakt ten posłużył za podstawę uznania utworu lessowego, występującego w spągu dolnej serii piasków pokrywowych tarasu, za less młodszy górny. W ten sposób uzyskany został konkretny przewodni poziom chronologiczny, który umożliwił interpretację pozostałych utworów tego tarasu. Przedstawia ją załączona tablica stratygraficzno-chronologiczna zbadanego przeze mnie odcinka tarasu Góry Puławskiej.

Przy opracowywaniu tej tablicy uwzględniłem również jeszcze jeden ważny fakt. Jest nim stwierdzone przeze mnie występowanie w dolnej serii piasków, na odcinku północnym tarasu, warstewek iłu zastoiskowego. Odcinek ten jest to taras akumulacyjny (szurfy X-XII) oraz część wciętej w niego doliny holoceńskiej z wysokim tarasem powodziowym (tabl. I i III — szurfy XIII-XV, pl. II-2). Nieco powyżej tego odcinka taras erozyjno-akumulacyjny przechodzi w taras akumulacyjny. Wskutek podcięcia przez Wisłę zachował się jedynie skrawek tego tarasu, nie wiemy przeto, jaki był udział w jego budowie iłu zastoiskowego na całej jego szerokości i poniżej punktu styku (przy szurfie XIII) z tarasem powodziowym. Wkładki typowego, wapnistego iłu zastoiskowego i wkładki mułku oraz warstwy piasków przeważnie drobnoziarnistych i mułkowatych, poziomo cienkosłoistych, zgodnie wskazują na spokojny przepływ wód, jakby podpartych wodami zbiornika, w którym osadzały się iły zastoiskowe. Z istnieniem tego zbiornika jest prawdopodobnie związana część tarasu akumulacyjnego pra-Wisły powyżej warstwicy +124 m na N od Puław. Budowy tego tarasu nie znam, sądząc jednak ze wzniesienia odpowiada on tarasowi akumulacyjnemu Góry Puławskiej. Jeżeli przypuszczenie to jest słuszne, w tarasie tym winny występować iły zastoiskowe. Stwierdzenie tego faktu i wyjaśnienie warunków stratygraficznych, w jakich one występują, miałoby nie tylko lokalne, lecz i ogólniejsze bardzo poważne znaczenie: umożliwiłoby oznaczenie wieku zlodowacenia, z którym iły te są związane, a tym samym dokładne datowanie dolnej serii piasków pokrywowych tarasu Góry Puławskiej i podścielającego ją lessu górnego.

Zagadnieniem otwartym jest również sprawa ukształtowania powierzchni tarasu, a mianowicie warunków morfologicznych, w jakich powstał pokład deluwiów lessowo-gliniastych (w-wa 7a), odsłonięty w szurfie II z 1949 r. Warunki te są niejasne, zwłaszcza wobec występowania w tych deluwiach okruchów węgla, identycznych, jak się wydaje, z występującymi w stropowej partii utworu piaszczysto-gliniastego (w-wa 4) i w pokrywającej go glebie kopalnej (w-wa 4a). Z tym zagadnieniem wiąże się pochodzenie płatów i wkładek spiaszczonej gliny morenowej (w-wy 3, 3a i 3b), w szczególności tych, które występują w spągu i w stropie pokładu deluwiów lessowo-gliniastych (w-wa 7a) oraz w spągu i w dolnej partii piasków pokrywających less młodszy górny. Pochodzenie ich z odległego wysokiego brzegu zakola pradoliny, zwłaszcza wobec braku tych wkładów w piaskach szybiku 8 (ok. 100 m od krawędzi tarasu) i w piaskach tarasu akumulacyjnego (końcowy, północny odcinek profilu — tabl. I i III), wydaje się mało prawdopodobne.

Zakład Prehistorii Czwartorzędu
Muzeum Ziemi
Warszawa, w grudniu 1953 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. HALICKI B. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1929 w okolicy Puław i na północnem przedpolu Tatr. Pos. Nauk. P. I. G., Nr 26. Warszawa 1930.
2. KOZŁOWSKI L. Starsza epoka kamienna w Polsce (paleolit). Prace Kom. Archeol. Pozn. T. P. Nauk, t. I. Poznań 1922.
3. KOZŁOWSKI L. W sprawie stanowiska człowieka paleolitycznego w Puławach Pos. Nauk. P. I. G., Nr 9. Warszawa 1924.
4. KOZŁOWSKI L. Die ältere Steinzeit in Polen. Die Eiszeit, t. I. Wiedeń 1925.
5. KRIŠTAFOVIČ N. I. Posletretičnyja obrazovanija w okrestnostjach Novo-Aleksandrii. Zap. Novo-Aleks. Inst., t. IX, Varšava 1896.
6. KRIŠTAFOVIČ N. I. Gidro-geologičeskoe opisanie territorii goroda Ljublina i ego okrestnostej. Ibidem, t. XV. Varšava 1902.
7. KRUKOWSKI S. Recenzja pracy L. Kozłowskiego o paleolicie polskim i uwagi o materiałach uwzględnionych przez tegoż. Przegl. Archeol., t. II. Poznań 1922.
8. KRUKOWSKI S. Stanowisko górno-solutrejskie z końca następowania ostatniego zlodowacenia w Polsce. Spraw. P. I. G., t. I. Warszawa 1922.
9. KRUKOWSKI S. Kronika konserwatora zabytków przedhistorycznych okręgu kieleckiego za rok 1924. Wiad. Archeol., t. X. Warszawa 1929.
10. KRUKOWSKI S. Paleolit. Prehistoria Ziem Polskich, t. 1. Encyklop. Polska P. A. U., t. IV. Kraków 1939.
11. OBERMAIER H. Der Mensch der Vorzeit. Berlin 1912.
12. OBERMAIER H. Polen. Reallexikon der Vorgeschichte, t. X. Berlin 1927/28.
13. POŻARYSKA K. Zagadnienia sedymentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław. Biul. P. I. G., 81. Warszawa 1952.
14. POŻARYSKA K., POŻARYSKI W. Przewodnik geologiczny po Kazimierzu i okolicy. Muzeum Ziemi. Warszawa 1951.
15. POŻARYSKI W. Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich. Biul. P. I. G., 75. Warszawa 1951.
16. POŻARYSKI W. Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. Prace Inst. Geol., t. IX. Warszawa 1953.
17. SAMSONOWICZ J. Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. Spraw. P. I. G., t. I. Warszawa 1922.
18. SAMSONOWICZ J. Odkrycie pierwotnych złóż krzemienia „szarego biało nakrapianego". Wiad. Archeol., t. IX. Warszawa 1924.
19. SAWICKI L. Materiały do znajomości prehistorii Rosji. Przegl. Archeol., t. III, s. 99. Poznań 1927/28.
20. SAWICKI L. Warunki geologiczne i wiek stanowiska środkowo-oryniackiego Góra Puławska. Księga pam. ku czci Prof. Wł. Demetrykiewicza. Poznań 1930.
21. SAWICKI L. Przyczynek do znajomości dyluwium oraz morfogenezy przełomu Wisły pod Puławami. Przegl. Geogr., t. XIII. Warszawa 1933.
22. SAWICKI L. Stratygrafia wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego Pra-Wisły w Górze Puławskiej. Stanowisko środkowo-oryniackie lessowe Góra Puławska. Przew. wycieczk. XXV Zjazdu P. T. G. Warszawa 1952.
23. SAWICKI L. Stan badań nad wiekiem człowieka kopalnego w Polsce (Geological age of the fossil man in Poland). Acta Geol. Pol., vol. III/1. Warszawa 1953.



Fig 1

Góra Puławska — Widok na zbocze tarasu z szurfami I i II z 1949 r.



Fig. 2

Góra Puławska — Środkowa część tarasu z szurfem IX z 1952 r. W głębi widok na odcinek północny z szurfami X—XV



Fig. 1
Góra Puławska — Widok na północną partię tarasu z szurfami XI—XII z 1952 r. na pierwszym planie

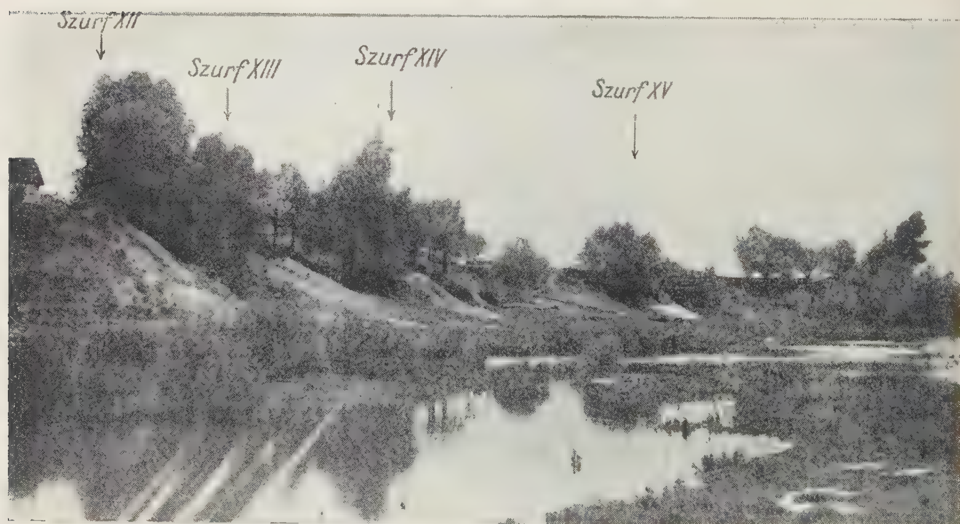
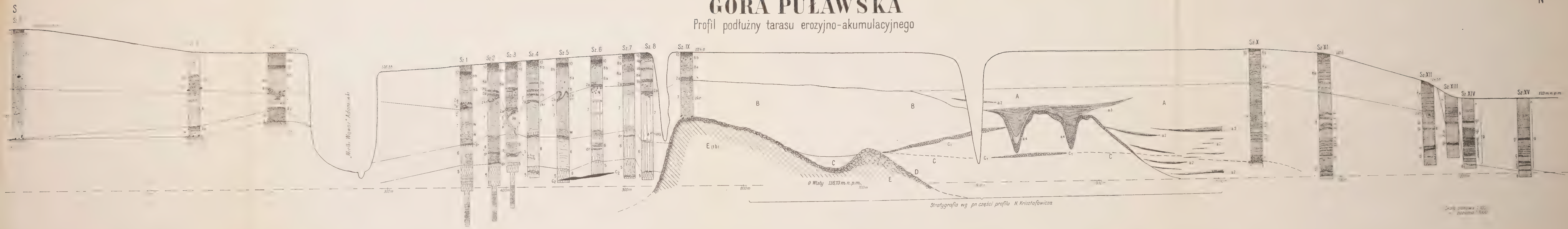


Fig. 2
Góra Puławska — Widok na północną partię tarasu erozyjno-akumulacyjnego, z szurfami XII—XIII, wraz z przyległą częścią wysokiego tarasu powodziowego, holoceńskiego, z szurfami XIV—XV z 1952 r.

GÓRA PUŁAWSKA

Profil podłużny tarasu erozyjno-akumulacyjnego



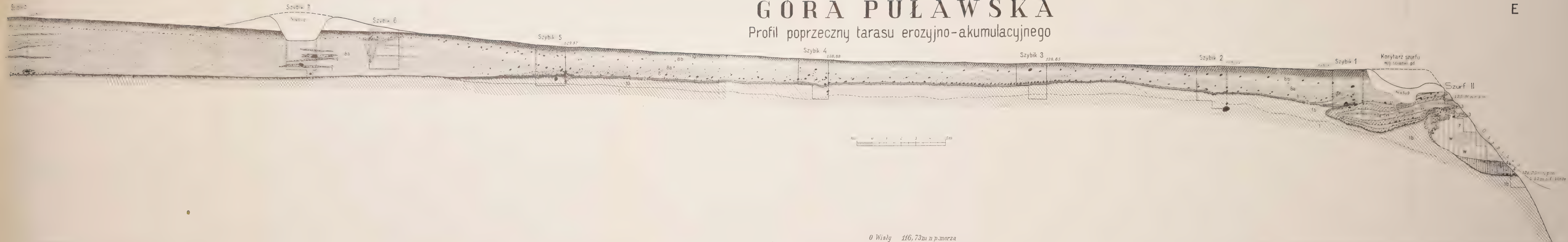
Legenda:

1b siwak ze zwietrzeliną w stropie, *3* glina morenowa spiaszczona, *4* utwór piaszczysto-gliniasty o wyglądzie lessu spiaszczonego, *4a* gleba kopalna; *5* utwór mułowo-lessowy barwy stalowej o odcieniu sinawym; *6* less popielaty; *7* less młodszy górny warstwowany i kryptosłoisty, o wyglądzie typowym; *3a* glina morenowa spiaszczona, *2a* warstewka piaskowca żelazistego („skorupa"), *7a* deluwia gliniasto-lessowe, *8* poziom piasków zaburzonych z materiałem eratycznym i wkładkami gliny morenowej spiaszczonej-*3b*; *8a* poziom piasków poziomo drobnowarstwowanych z wkładkami gliny spiaszczonej morenowej-*3b*; *8b* piaski zwałowe z materiałem eratycznym; *9* seria utworów wysokiego tarasu powodziowego holoceńskiego: piaski czyste, żelaziste, mułkowate i z domieszką materiału glebowego oraz warstwy gleby łąkowej; *10* gleba współczesna leśna

Znaki umowne:

dr **— detritus roślinny, *kl* — klin mrozowy, *in* — interkalacja, *zkr* — zaburzenie kriogeniczne, *gs* — głaziki siwaka, *m* — mułek, *i* — ił zastoiskowy, *mi* — warstewki mułku i iłu zastoiskowego, *oi* — otoczaki i drobne płaskury iłu zastoiskowego, *f* — przewarstwienia grudek i otoczaków iłu, gliny, siwaka,** z bogatą zawartością skorupek ślimaków typowych dla lessu, *gl* — gleba łąkowa, *g* — warstwy piasku z materiałem glebowym

Stratygrafia części środkowej profilu według oznaczeń N. Krisztafowicza: *E-E* siwak; *D-D* konglomerat okruchów siwaka, *C-C* glina zawierająca miejscami wkładki szczątków roślinnych i torfu oraz skorupki ślimaków lądowych i wodnych; c_1-c_1 soczewki okruchów konglomeratu siwaka, zawierające materiał eratyczny, c_2-c_2 soczewka składająca się z warstewek węgla i pyłu węglowego, kości połupanych i wyrobów krzemiennych paleolitycznych; *B-B* mułek lessowaty („lessowidnyj suglinok") — odpowiada głównie lessowi młodszemu górnemu-*7*, i popielatemu-*6*; a_2-a_2 warstewki wkładkowe mułków i iłów zastoiskowych; a_3-a_3 piaski mułkowate szarawo-żółtawe, zielonkawe, brunatnawe i ciemnoszare z przewarstwieniami siwawego piasku; a_4-a_4 piaskowiec żelazisty — odpowiada „skorupie" występującej w stropie lessu młodszego górnego-*2a*; *A-A* piaski różnoziarniste o zmiennym uwarstwieniu



Legenda:

1–1b siwak (poziomy stropowe); *2* „skorupa" piasku żelazistego na zwietrzelinie gliniasto-ilastej siwaka; *3* pakiety i wkładki (*g* w szyb. 7) utworu o wyglądzie spiaszczonej gliny morenowej; *4* utwór piaszczysto-gliniasty; *4a* gleba kopalna, *7* less młodszy górny, *W* poziomy wegetacyjne; *7a* deluwia gliniasto-lessowe; *8* piaski żwirkowe zaburzone z głazikami i brukowcami; *8a* piaski poziomo drobnowarstwowane; *8b* piaski stropowe niewarstwowane; *10* gleba współczesna leśna; *z* - wkładka zwietrzeliny siwaka, *xxx* - okruchy węgla drzewnego; czarne punkty nieregularne i różnej wielkości — głaziki i brukowce narzutowe

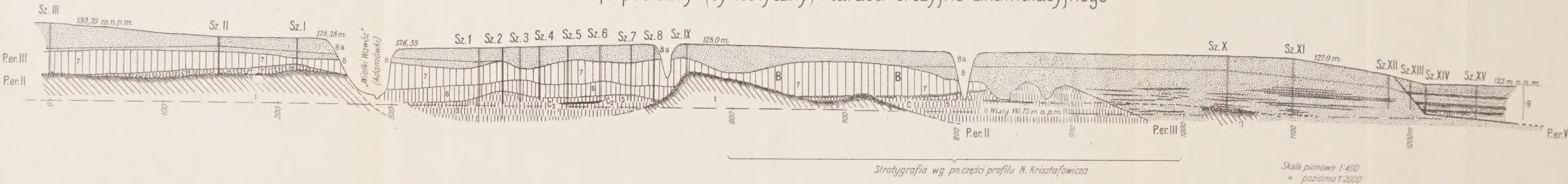
Profil szybiku 8 podany wg ścianki południowej; pozostałych — wg ścianek północnych

S

GÓRA PUŁAWSKA

N

Profil podłużny (syntetyczny) tarasu erozyjno-akumulacyjnego



Legenda:

1 siwak; *5* utwór mułowo-lessowy barwy stalowej o odcieniu sinawym; łącznie z lessem popielatym (w-wa 6) oznaczony przez Krisztafowicza jako „glina *C-C*"; *6* less popielaty; *7* less młodszy górny — odpowiada „suglinkowi *B-B*" Krisztafowicza; *8* dolna seria piasków; w części południowej profilu — z materiałem eratycznym i wkładkami spiaszczonej gliny morenowej; w części północnej profilu (na odcinku objętym szurfami X-XII) — z warstewkami wkładkowymi mułków, iłów zastoiskowych oraz, w spągu serii, z warstewką mułku zawierającą materiał zwietrzelinowy i muszelki ślimaków lessowych. W dolnej partii tej serii znajdowała się wkładka „sieczki" roślinnej; *8a* górna seria piasków poziomo cienkosłoistych wysokiego zasypania; *9* seria piasków z wkładkami mułków oraz warstewkami glebowymi wysokiego tarasu akumulacyjnego holoceńskiego; C_2 - C_2 złoże materiałów paleolitycznych środkowo-oryniackich wg Krisztafowicza

P. er. II, III, V — poziomy erozyjne pra-Wisły

Tablica stratygraficzno - chronologiczna
utworów wysokiego tarasu erozyjno - akumulacyjnego Góry Puławskiej
(Próba synchronizacji)

Chronologia		*Stratygrafia*	*Procesy*
Zlodowacenie północno-polskie	Stadium poznańskie	Brak utworów	Akumulacja tarasu wydmowego poniżej warstwicy + 124 m na N od Puław Erozja
	Interstadiał	Górna seria piasków pokrywowych tarasu (w - wa 8a)	0 Wisły powyżej 8 m Wysoki taras akumulacyjny Erozja 0 Wisły powyżej 14 m
	Stadium Leszna	Dolna seria piasków pokrywowych tarasu (w - wa 8) z wkładkami spiaszczonej gliny morenowej i z głazami eratycznymi, na odcinku północnym z warstewkami iłu zastoiskowego i mułku bezwapiennego Płat (zsuw) gliny spiaszczonej morenowej	0 Wisły powyżej 12 m Krioturbacja dolnej serii piasków i stropowej partii lessu wtórnego młodszego górnego; soliflukcja, wysad siwaka w szurfie II
Interglacjał		Deluwia lessowo gliniaste Płaty (zsuwy) spiaszczonej gliny morenowej Less wtórny młodszy górny, w stropowej partii zaburzony	Erozja
Zlodowacenie środkowo-polskie	Stadium Warty	Less popielaty, częściowo wyraźnie warstwowany, częściowo kryptosłoisty, sporadycznie wkładki detrytusu roślinnego	0 Wisły ok. 1 m powyżej obecnego Krioturbacja utworu piaszczysto-gliniastego (w-wa 4)
	Interstadiał	Gleba kopalna (w-wa 4a). Utwór mułowo-lessowy (w-wa 4). Utwór piaszczysto-gliniasty (w-wa 5)	0 Wisły w pobliżu 0 obecnego Erozja Poziom kulturowy środkowo-oryniacki
	Stadium Kamiennej	Brak utworów	Erozja Głazy narzutowe w stropie zwietrzeliny i w dolnej serii piasków, płat spiaszczonej gliny morenowej w stropie zwietrzeliny siwaka w szurfie II
Interglacjał		Zwietrzelina ilasta siwaka (w-wa 2) ze zwięzłą warstewką piasku żelazistego („skorupą") w stropie siwaka górnego tarasu erozyjnego	0 Wisły poniżej 0 obecnego Odsłonięcie dolnego tarasu erozyjnego Erozja
Zlodowacenie południowo-polskie	Stadium Krakowa	Brak utworów	Głazy eratyczne północne wciśnięte w stropową partię siwaka, poniżej zwietrzeliny ilastej ze „skorupą" piasku żelazistego (tabl. II, szyb. 2,4,5)
	Interstadiał	Brak utworów	Odsłonięcie górnego tarasu erozyjnego Erozja